



**Universidad Nacional Mayor de San Marcos**

**Universidad del Perú. Decana de América**

**Facultad de Ciencias Físicas**

**Escuela Profesional de Física**

**Influencia de la erupción del volcán Huaynaputina en  
el clima local y regional a través de registros  
geoquímicos de paleoclima**

**TESIS**

**Para optar el Título Profesional de Licenciado en Física**

**AUTOR**

**Carol Kristi ROMERO ROLDÁN**

**ASESORES**

**Ph.D. James APAÉSTEGUI CAMPOS**

**Mg. Octavio FASHÉ RAYMUNDO**

**Lima, Perú**

**2019**



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

## Referencia bibliográfica

---

Romero, C. (2019). *Influencia de la erupción del volcán Huaynaputina en el clima local y regional a través de registros geoquímicos de paleoclima*. Tesis para optar el título profesional de Licenciado en Física. Escuela Profesional de Física, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.

---

## HOJA DE DATOS COMPLEMENTARIOS

**Código Orcid del autor (dato opcional):**

---

**Código Orcid del asesor:**

0000-0002-9761-1806

**DNI del autor:**

74285556

**Grupo de investigación:**

---

**Institución que financia parcial o totalmente la investigación:**

INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

**Ubicación geográfica donde se desarrolló la investigación. Debe incluir localidades y coordenadas geográficas:**

**Coordenadas geográficas:**

Latitud: 16°36'30"S; Longitud: 70°51'00"W.

**Ubicación:**

Distrito de Moquegua, Provincia de Moquegua, Region Moquegua.

**Año o rango de años que la investigación abarcó:**

2 años



**Universidad Nacional Mayor de San Marcos**  
Universidad del Perú. Decana de América

**FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS**

**ESCUELA PROFESIONAL DE FÍSICA**

**ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL  
TÍTULO PROFESIONAL DE LICENCIADA EN FÍSICA**

Siendo las 15:00 horas del viernes 16 de agosto del 2019, en el Salón de Grados de la Unidad de Posgrado (304), bajo la Presidencia del Mg. Juan Neil Mendoza Nolorbe (Presidente), Lic. José Carlos Eche Llenque (Miembro), Ph.D. James Apaéstegui Campos (Asesor), Mg. Octavio Fashé Raymundo (Co-Asesor) y, el Lic. Arnulfo Guillen Guevara (Suplente), se dio inicio a la Sesión Pública de Sustentación de Tesis para la Licenciatura en Física, mediante la Modalidad M1, de la Bachiller:

**ROMERO ROLDÁN, CAROL KRISTI**

Dando lectura al Resumen del Expediente, el Presidente del Jurado, invitó a la Bachiller Romero Roldán, Carol Kristi a realizar una exposición de Trabajo de Tesis titulada: "Influencia de la erupción del volcán Huaynaputina en el clima local y regional a través de registros geoquímicos de paleoclima".

Concluida la exposición de la candidata y luego de las preguntas de rigor por parte del Jurado, el Presidente, invitó a la Bachiller y al público a abandonar momentáneamente la Sala de Sesión, para dar paso a la deliberación y calificación por parte del Jurado.

Al término de la deliberación del Jurado el Mg. Juan Neil Mendoza Nolorbe, invitó a la candidata y al público a pasar a la Sala de Sesión, para dar lectura al resultado de la deliberación. Ha obtenido la calificación de:

*Muy bueno*  
(MENCIÓN)

*18*  
(NÚMERO)

*dieciocho*  
(LETRAS)

Finalmente, el Presidente del Jurado, propone al consejo de la Facultad que se le declare Licenciada en Física a la Bachiller Romero Roldán, Carol Kristi. Siendo las *16:00* Horas, se levanta la Sesión.

*[Firma]*  
Mg. Juan Neil Mendoza Nolorbe  
PRESIDENTE

*[Firma]*  
Lic. José Carlos Eche Llenque  
MIEMBRO

*[Firma]*  
Ph.D. James Apaéstegui Campos  
ASESOR

*[Firma]*  
Mg. Octavio Fashé Raymundo  
CO-ASESOR

*[Firma]*  
Lic. Arnulfo Guillen Guevara  
SUPLENTE

## **Dedicatoria**

*A mis padres, a mi hermano,  
A mis amigos de la universidad,  
A mis amigos del IGP.*

## **Agradecimientos**

En primer lugar, quisiera agradecer al Dr. James Apaéstegui por brindarme la oportunidad de poder trabajar con él, por su orientación y consejos en la realización de la tesis.

A mis amigos del IGP, por su apoyo, a mis amigos de la universidad - Cristian, Carlos Del Castillo y Dennis por sus consejos en el transcurso del desarrollo de la tesis.

Al Espeleo Club Andino (ECA), con quienes descubrí el mundo subterráneo y compartí experiencias inolvidables.

A mis padres por su continuo apoyo desde que inicie la tesis.

# Índice General

Dedicatoria .....	III
Agradecimientos.....	IV
Índice de cuadros .....	VII
Índice de figuras.....	VIII
RESUMEN .....	X
ABSTRACT .....	XII
I. INTRODUCCIÓN.....	1
II. OBJETIVOS.....	4
2.1. <i>Objetivo General</i> .....	4
2.2. <i>Objetivos Específicos</i> .....	4
III. FUNDAMENTO TEÓRICO .....	5
3.1. <i>Clima Sudamericano</i> .....	5
3.2. <i>Clima Local</i> .....	10
3.3. <i>Volcán Huaynaputina</i> .....	12
3.5. <i>Efecto de las erupciones volcánicas en el clima global</i> .....	17
3.5.1. <i>Física del Flujo de Radiación en presencia de sulfatos aerosoles</i> .....	22
3.6. <i>Trazadores ambientales en el reconocimiento de eventos volcánicos</i> .....	29
3.6.1. <i>Trazadores Geológicos</i> .....	29
3.6.2. <i>Trazadores geoquímicos</i> .....	31
3.6.3. <i>Trazadores isotópicos</i> .....	34
3.7. <i>Fraccionamiento isotópico en el ciclo hidrológico</i> .....	37
3.8. <i>Efectos que modifican la señal isotópica del agua atmosférica</i> .....	39
3.8.1. <i>Efecto de la temperatura</i> .....	39
3.8.2. <i>Efecto de la altitud</i> .....	39
3.8.3. <i>Efecto de la cantidad de lluvia</i> .....	39
3.8.4. <i>Efecto de la fuente de humedad</i> .....	40
3.8.5. <i>Efecto de la continentalidad</i> .....	40
IV. DATOS Y METODOLOGÍA.....	41
4.1. <i>Datos instrumentales (estaciones meteorológicas)</i> .....	41
4.2. <i>Datos de reanálisis</i> .....	41



4.2.1.	<i>Datos ERA-Interim</i> .....	42
4.3.	<i>Datos Paleoclimáticos</i> .....	42
4.4.	<i>Método del Vector Regional</i> .....	45
4.5.	<i>Modelo de HYSPLIT</i> .....	47
4.5.1.	<i>Método Computacional de las trayectorias</i> .....	47
V.	<b>RESULTADOS Y DISCUSIÓN</b> .....	50
5.1.	<i>Análisis de datos instrumentales</i> .....	50
5.1.	<i>Análisis de trayectorias de vientos a 850 hPa y 200 hPa</i> .....	51
5.2.	<i>Análisis de los registros paleoclimáticos</i> .....	58
VI.	<b>CONCLUSIONES</b> .....	65
VII.	<b>RECOMENDACIONES</b> .....	67
VIII.	<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	68
IX.	<b>ANEXOS</b> .....	74

## Índice de cuadros

<b>Cuadro 1:</b> Eventos del año 1600 de la erupción de Huaynaputina. Fuente. Shanaka de Silva, Alzueta, & Salas, 2000. ....	14
<b>Cuadro 2:</b> Eventos registrados en Arequipa del 19 de febrero a 5 de marzo. Fuente: Shanaka de Silva et al., 2000. ....	15
<b>Cuadro 3:</b> Cuadro informativos de los registros paleoclimáticos a nivel regional. ....	45
<b>Cuadro 4:</b> Clasificación y características de los vectores regionales en la zona sur de Perú. ....	51

## Índice de figuras

<b>Figura 1.</b> El área sombreada representa la climatología de las precipitaciones para enero (a y c) y para julio (b y d); los vectores son las direcciones de los vientos a 925 hpa; las líneas representan los vientos a 300 hpa. (R. D. Garreaud, Vuille, Compagnucci, & Marengo, 2009). .....	6
<b>Figura 2.</b> Las sombras representan las precipitaciones de los meses de verano; el periodo de climatología para los vientos y las precipitaciones es de 1979 - 1995. A: alta de Bolivia, L: bajas presiones, H: altas presiones. Fuente: (V. B. S. Silva & Kousky, 2012). .....	8
<b>Figura 3.</b> Histograma de las precipitaciones en la región sur de Perú, usando datos de SENAMHI desde 1964 – 2013 como se observa en el anexo 1. ....	11
<b>Figura 4.</b> Volcán Huaynaputina ubicado en la región de Moquegua en la latitud de 16°36'S y longitud de 70°52'W. ....	12
<b>Figura 5.</b> Mapa que muestra la región de Arequipa y dos áreas directamente afectadas por la erupción de Huaynaputina en el año 1600. (Recuadro A) Mapa de boceto de Perú que muestra el rango de volcanes del Pleistoceno - Holoceno. (Recuadro B) Mapa del valle del Río Tambo que muestra el camino de los lahares y localidades del año 1600 DC. Fuente: (Thouret et al., 2002). ....	16
<b>Figura 6.</b> Profundidad óptica de los aerosoles (POA) para el período 1950-1999 (Sato et al., 1993; Crowley y Unterman, 2013). POA es el promedio verticalmente integrado (15-35 km) y latitudinal de 30° S a 30° N (Colose, LeGrande, & Vuille, 2016). La erupción Agung de 1963 produjo el mayor velo de polvo estratosférico en más de 50 años e inspiró muchos estudios científicos modernos. La erupción de Chichón inyectó 7 Millones de toneladas (Mt) de SO <sub>2</sub> en la atmósfera y la erupción de Pinatubo en 1991 inyectó 20 Mt. Fuente: Colose, LeGrande, & Vuille, 2016. ....	19
<b>Figura 7.</b> Inyección anual de aerosol de sulfato volcánico estratosférico durante los últimos 1500 años en el (superior) NH, (centro) SH y (abajo) global. Fuente: Gao et al., 2008. ....	21
<b>Figura 8.</b> Diagrama que muestra el camino de extinción de un rayo solar a través de una atmósfera plana y paralela. Fuente: Hartmann Dennis, 1994. ....	22
<b>Figura 9.</b> Diagrama que muestra los ángulos que definen la radiancia que fluye a través de un área unitaria dA en el plano x-y, en la dirección definida por el ángulo cenital $\theta$ , y el ángulo acimutal $\phi$ , y el incremento de ángulo sólido $d\omega$ . Fuente: Hartmann Dennis, 1994. .	25
<b>Figura 10.</b> Dispersión individual (izquierda) y dispersión múltiple (derecha) mediante aerosoles de ácido sulfúrico al 75% para dos distribuciones pequeñas que caracterizaron las primeras etapas 1.5 meses después de la erupción de El Chichón en 1982 (reff-1,4 $\mu\text{m}$ , mayo) y las últimas etapas cuando el radio efectivo de la partícula fue menor (reff- 0,5 $\mu\text{m}$ , octubre). Se proporcionan cálculos de dispersión múltiple para una atmósfera plana paralela con una profundidad óptica visible ( $\lambda = 0,55 \mu\text{m}$ ) $\tau = 0,1$ y 1,0. Fuente: De Lacis et al. (1992), Unión Geofísica Americana. ....	27
<b>Figura 11.</b> Depósitos de tefras de la erupción del volcán Huaynaputina, capas de lapilli e ignimbritas ubicados en Aguas Blancas, el cual se encuentra al norte del volcán. Fuente: Adams et al., 2001b. ....	30
<b>Figura 12:</b> Principales procesos relacionados al fraccionamiento isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ en el ciclo hidrológico. Fuente: Martin-chivelet, J. (2015). Fundamentos Conceptuales y Didácticos Estratigrafía de isótopos de oxígeno. ....	37
<b>Figura 13:</b> Esquema del proceso de destilación Rayleigh. Las líneas representan la evolución de la señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ en una nube, a medida que esta va liberando humedad a través	

de procesos sucesivos de condensación y precipitación. El gráfico se construyó considerando $\delta^{18}O$ del océano igual a 0.0‰, evaporación en condiciones de humedad relativa de 85 por ciento, fracción inicial de 95 por ciento de vapor remanente en la nube y temperatura inicial de 25°C. Fuente: Lachniet (2009). .....	38
<b>Figura 14.</b> Registros paleoclimáticos ubicados en dirección de la pluma de la erupción del volcán Huaynaputina en Perú, Chile, Bolivia y Brasil. ....	43
<b>Figura 15.</b> Método de cálculo de trayectorias del modelo de trayectoria de HYSPLIT. ....	48
<b>Figura 16:</b> Estaciones pluviométricas agrupadas en vectores regionales cercanas al volcán Huaynaputina. Fuente: Elaboración propia. ....	50
<b>Figura 17:</b> La figura A se observa las trayectorias de partículas utilizando la base de datos de GDAS con una resolución de 0.5°. La figura B, trayectorias de partículas graficado por el interfaz del modelo HYSPLIT, utilizando datos de Reanálisis (NCEP - NCAR) con una resolución de 2.5° para el año 19/02/2008. Fuente: Elaboración propia. ....	53
<b>Figura 18:</b> Comparación de concentraciones de gases de $SO_4$ a 500 hPa, utilizando datos de NCEP-NCAR desde el año 1949 – 2010 modeladas con HYSPLIT entre las observaciones realizadas por Thouret et al., 2002. ....	55
<b>Figura 19.</b> (A) Principales Trayectorias en porcentajes de vientos a 500 hpa, modeladas por HYSPLIT para el periodo de 1979-2000; (B) Frecuencias acumuladas de vientos representando la pluma de dispersión de material particulado, a partir de HYSPLIT para el periodo de 1979-2000. Fuente: Elaboración propia. ....	56
<b>Figura 20.</b> (A) Principales Trayectorias en porcentajes de vientos a 200 hpa, modeladas por HYSPLIT para el periodo de 1979-2000; (B) Frecuencias acumuladas de vientos representando la pluma de dispersión de material particulado, a partir de HYSPLIT para el periodo de 1979-2000. Fuente: Elaboración propia. ....	57
<b>Figura 21.</b> A) Depósito de cenizas en el testigo de hielo de Quelccaya. Fuente: Elaboración propia. ....	59
<b>Figura 22.</b> Registros paleoclimáticos estandarizados provenientes de testigo de hielo, espeleotema (Quelccaya y Bolivia, respectivamente). Fuente: Elaboración propia. ....	60
<b>Figura 23.</b> Registros paleoclimáticos estandarizados provenientes de espeleotemas (Pau Alho y Cristal, respectivamente). Fuente: Elaboración propia. ....	61
<b>Figura 24.</b> Registros paleoclimáticos estandarizados provenientes de espeleotemas (Pau Alho y Cristal, respectivamente). Fuente: Elaboración propia. ....	62
<b>Figura 25.</b> 111 estaciones pluviométricas mensuales desde el año 1964 – 2013 brindadas por SENAMHI. ....	74

## RESUMEN

La erupción de volcán Huaynaputina (1600 A.D; Moquegua – Perú) es considerada la mayor erupción volcánica del hemisferio sur ocurrida en el último milenio. Si bien existen documentos como crónicas que evidencian el impacto social a nivel local de esta erupción volcánica, no se han caracterizado los efectos en el clima regional Sudamericano.

El vacío en el conocimiento con respecto a los impactos en el clima debido a las erupciones volcánicas, representa una brecha en la gestión de riesgo y desastre a nivel nacional y regional sudamericano. Durante los últimos años, se han desarrollado diversos estudios de reconstrucciones paleoambientales en Sudamérica que abarcan el periodo de ocurrencia de la erupción volcánica. A través de técnicas geoquímicas diversas, los registros paleoclimáticos (algunos en resolución anual) nos permiten entender las variaciones en diversos parámetros ambientales de la época de la erupción y, los cambios asociados en el clima con respecto al periodo actual

Tomando en cuenta el estado del arte del conocimiento, y las reconstrucciones paleoambientales en el contexto sudamericano, en la actualidad existe un importante cuerpo de información que puede ser interpretado para entender el impacto de la erupción del Volcán Huaynaputina en un contexto regional. En tal sentido, en el presente trabajo, se pretende construir un panorama de las variaciones en los regímenes de precipitación a través del uso de trazadores geoquímicos como el isótopo de oxígeno ( $\delta^{18}O$ ). Para ello se analizaron 5 registros paleoclimáticos representativos del clima regional Sudamericano para la época de interés. Estos registros se basan en reconstrucciones obtenidas de diferentes matrices, tales como testigos de hielos, anillos de árboles y espeleotemas representativos de diferentes regiones de Sudamérica que se encuentran en la influencia de la posible pluma de la erupción del Volcán Huaynaputina.

A modo de entender la posible dispersión de la pluma volcánica asociada a la erupción se analizaron trayectorias de vientos usando las informaciones del modelo HYSPLIT (Trayectoria Lagrangiana Integrada Híbrida de Partícula Única - *Hybrid Single-*

*Particle Lagrangian Integrated Trajectory*), observándose que a 500 hPa (~5 km de altitud) afecta zonas circunscritas respecto al volcán Huaynaputina, además de dispersarse hasta la región de Bolivia debido a la presencia de vientos del este para los meses del verano austral. Mientras que a nivel de 200 hPa (~12 km), las trayectorias de vientos tienen el comportamiento del alta de Bolivia para los meses de verano, el cual infiere que las cenizas volcánicas hayan tenido el mismo comportamiento que la circulación, afectando a nivel regional como a los países de Brasil, Argentina, Chile.

A nivel regional, se analizaron 5 registros paleoclimáticos para un intervalo de tiempo +/- 5 años, donde se muestra que los registros cercanos al volcán Huaynaputina (testigo de hielo y espeleotema de Bolivia) muestran un comportamiento bipolar con los registros ubicados en la región de Brasil. Este comportamiento se debe a que la erupción del volcán Huaynaputina provocó la disminución de los flujos de humedad provenientes del Atlántico Norte en dirección sureste de Sudamérica, como se observa en la señal isotópica de los registros (espeleotemas) ubicados en Brasil, los cuales tienen valores de  $\delta^{18}\text{O}$  enriquecidos (menor intensidad del monzón sudamericano), caso contrario se observa en los registros circunscritos al volcán Huaynaputina, los cuales tienen un empobrecimiento de la señal isotópica ( $\delta^{18}\text{O}$ ), infiriendo que una intensificación del monzón sudamericano.

## ABSTRACT

The eruption of Huaynaputina volcano (1600 AD, Moquegua - Peru) is considered the largest volcanic eruption in the southern hemisphere occurred in the last millennium. Although there are documents as chronicles that show the local social impact of this volcanic eruption, the effects on the South American regional climate have not been characterized.

The knowledge gap with respect to climate impacts due to volcanic eruptions represents a gap in risk and disaster management at the national and regional South American level. During the last years, several studies of paleoenvironmental reconstructions have been developed in South America that cover the period of occurrence of the volcanic eruption. Through diverse geochemical techniques, paleoclimatic records (some in annual resolution) allow us to understand the variations in various environmental parameters of the eruption season and, the associated changes in climate with respect to the current period.

Taking into account the state of the art of knowledge, and paleoenvironmental reconstructions in the South American context, there is currently an important body of information that can be interpreted to understand the impact of the eruption of the Huaynaputina Volcano in a regional context. In this sense, in the present work, we intend to build a panorama of the variations in precipitation regimes through the use of geochemical tracers such as the oxygen isotope ( $\delta^{18}O$ ). To do this, 5 paleoclimate records representative of the South American regional climate were analyzed for the period of interest. These records are based on reconstructions obtained from different matrices, such as ice cores, tree rings and speleothems representative of different regions of South America that are influenced by the possible plume of the eruption of the Huaynaputina Volcano.

In order to understand the possible dispersion of the volcanic plume associated with the eruption, wind trajectories were analyzed using the information from the HYSPLIT model (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory), observing that at 500 hPa (~ 5 km of altitude) affects circumscribed areas with respect to the Huaynaputina volcano, in addition to dispersing to the region of Bolivia due to the presence of easterly winds for the southern summer months. While

at 200 hPa (~ 12 km), the trajectories of winds have the behavior of the discharge of Bolivia for the summer months, which infers that volcanic ash have had the same behavior as circulation, affecting regional level as to the countries of Brazil, Argentina, Chile.

At the regional level, 5 paleoclimatic records were analyzed for a time interval of +/- 5 years, where it is shown that the records close to the Huaynaputina volcano (witness of ice and speleothem of Bolivia) show bipolar behavior with the records located in the region from Brazil. This behavior is due to the fact that the eruption of the Huaynaputina volcano caused the decrease of the moisture flows coming from the North Atlantic in southeastern South America, as it is observed in the isotopic signal of the records (speleothems) located in Brazil, which have values of  $\delta^{18}O$  enriched (lower intensity of the South American monsoon), otherwise it is observed in the records circumscribed to the Huaynaputina volcano, which have an impoverishment of the isotopic signal ( $\delta^{18}O$ ), inferring that an intensification of the South American monsoon.



## I. INTRODUCCIÓN

Las erupciones volcánicas son un factor dominante en los cambios del clima global durante el último milenio. La mayor perturbación asociada a las erupciones volcánicas es la inyección directa de grandes cantidades de dióxido de azufre ( $\text{SO}_2$ ) a la atmósfera, donde la profundidad óptica de la nube de aerosol (POA, siglas en inglés - *Aerosol Optical Depth (AOD)*) (figura 6) alcanza un máximo después de 6 meses de la erupción debido al tiempo requerido para convertir el gas de  $\text{SO}_2$  en aerosoles de ácido sulfúrico ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) con el tamaño adecuado para interactuar eficientemente con la radiación solar de onda larga produciendo *scattering*<sup>1</sup> de la radiación (Hartmann, 2015), esto se resalta sin considerar las interacciones de los otros gases con los que los volcanes contribuyen a la atmósfera.

Según diferentes trabajos realizados en torno a los efectos de las erupciones volcánicas, el impacto más pronunciado de los aerosoles producidos por grandes erupciones tropicales es el enfriamiento local y/o regional de la tropósfera y un calentamiento de la estratósfera (Robock, 2000, Miller et al., 2012, Hartmann et al., 2015).

El enfriamiento de las capas inferiores de la atmósfera inhibe las precipitaciones. Este efecto se hace particularmente importante en Sudamérica a nivel regional, debido a que el Monzón Sudamericano (principal mecanismo de la circulación atmosférica regional) responde esencialmente al gradiente de temperatura entre el continente y el océano Atlántico.

---

<sup>1</sup> En esta tesis se utilizará indistintamente la palabra *scattering* y luz dispersada para referirse al mismo fenómeno, considerando que no existe una traducción exacta de la palabra "scattering" al español.

<sup>3</sup> Este fechado está basado en dataciones de C14 que normalmente llaman C.E. al periodo después de 1950 donde las concentraciones de C14 y otros incrementó producto de los test nucleares en el mundo.

El volcán Huaynaputina (Moquegua – Perú), la cual es objeto del presente estudio, ha producido dos grandes erupciones durante el Holoceno, periodo que corresponde a aproximadamente los últimos 10,000 años. La primera erupción data en 7750 BCE<sup>2</sup> (Before Current Era)  $\pm$  200 años y su última erupción en el año 1600 A.D (Anno Domini) de nuestra época, emanando grandes cantidades de materiales volcánicos y gases tóxicos a la atmósfera, los flujos piroclásticos emitidos por la última erupción causaron la destrucción de 10 villas, matando alrededor de 1500 personas, además de dejar Arequipa en una profunda oscuridad por aproximadamente un mes debido a la continua circulación local de los flujos piroclásticos (Navarro, 1994).

La erupción más reciente (siglo XVII), no solo tuvo impactos a nivel local sino también a escala regional como lo publican Zhang, & Lee (2016) en su artículo donde describe que para el año de la erupción del volcán Huaynaputina hubo más precipitaciones de lo normal en China, como también impactos en España (Génova, 2012). Además, existe una importante bibliografía que documentan cambios en el estado del clima, es decir, que para el año 1601 hubo una reducción de la temperatura y sequías extremas en varios países del hemisferio norte (Briffa et al., 1998; Gao, Robock, & Ammann, 2008; Verosub & Lippman, 2008) y se asocia a los efectos de la erupción volcánica.

La importancia de este estudio radica en analizar la influencia de la erupción del volcán Huaynaputina desde el clima local hasta el clima regional Sudamericano consolidando las evidencias e interpretaciones existentes en registros paleoclimáticos asociadas al evento volcánico. Finalmente, la construcción del panorama local y regional de las precipitaciones permitirá validar las salidas de diferentes modelos de circulación atmosférica que intentan entender el impacto del forzamiento natural (erupciones volcánicas) sobre el sistema climático. Adicionalmente, el presente trabajo busca

generar capacidades en el país a través del uso de los isótopos estables como trazadores ambientales y difundir sus aplicaciones.

La estructura del documento se divide en los siguientes capítulos:

En el capítulo II se indican los objetivos del trabajo. En el capítulo III, se hace una revisión de la teoría involucrada sobre efectos de una erupción en el clima. En el capítulo IV, se hace la descripción de los datos y de las metodologías utilizadas en este trabajo. En el capítulo V, se presentan los resultados obtenidos y el análisis de los mismos. En el capítulo VI, se presentan las conclusiones del trabajo de investigación. En el capítulo VII, se presentan algunas recomendaciones del trabajo de investigación y cuestiones que podrían ser abordadas con mayor profundidad como función de la generación de un mayor número de evidencias a diferentes escalas referidas al evento volcánico estudio.

## II. OBJETIVOS

### 2.1. *Objetivo General*

- Evaluar la influencia de la erupción del volcán Huaynaputina en el clima regional de Sudamérica en base a las interpretaciones de registros paleoclimáticos.

### 2.2. *Objetivos Específicos*

- Reconstruir el panorama de precipitaciones durante el evento volcánico y periodos posteriores al evento a través de trazadores geoquímicos validados en Sudamérica ( $\delta^{18}O$ ).
- Determinar la persistencia del impacto del volcán en el clima regional.
- Realizar una evaluación sobre el estado del arte del clima con respecto a los impactos de la erupción volcánica y el balance de información existente.

### III. FUNDAMENTO TEÓRICO

#### *3.1. Clima Sudamericano*

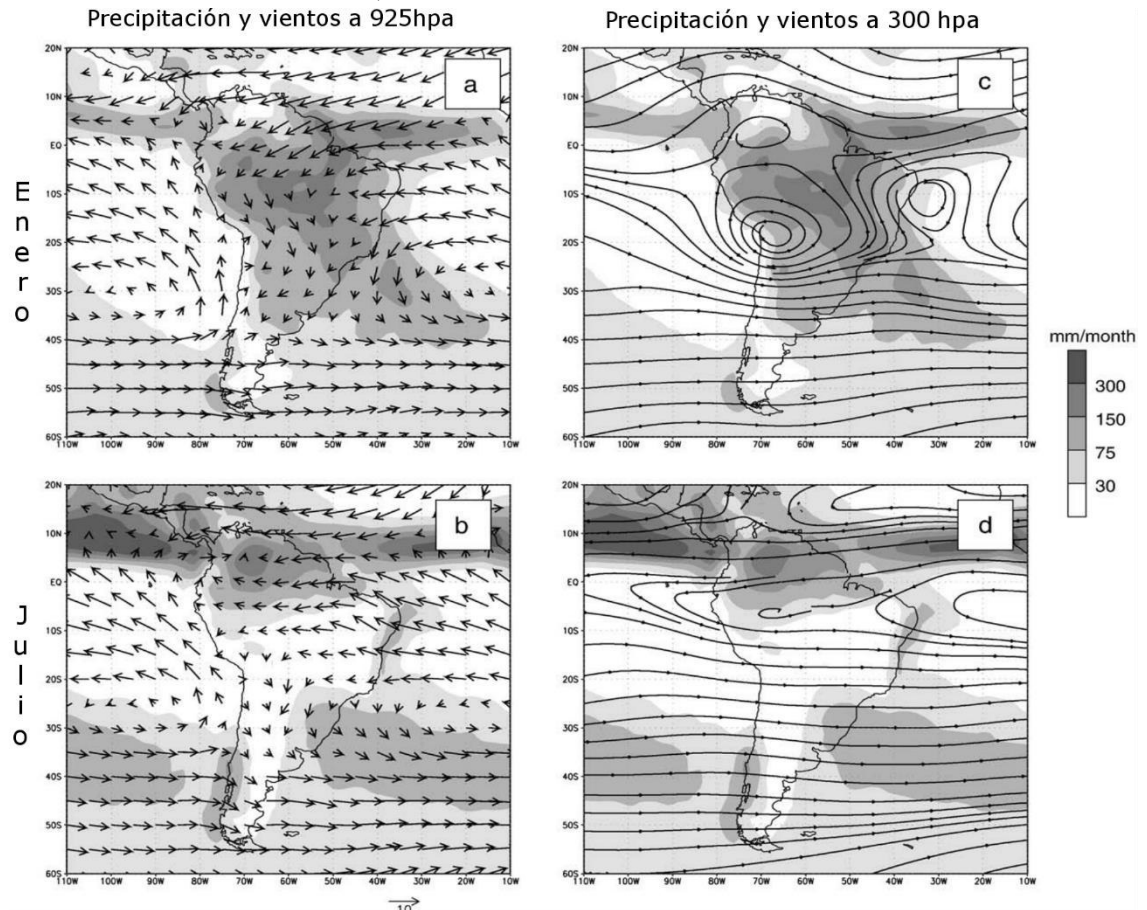
Sudamérica exhibe diversas condiciones climáticas por la presencia de la cordillera de los Andes, una importante cadena montañosa que funciona como barrera para la circulación atmosférica, que se extiende a lo largo de la costa oeste de América del Sur; desde Colombia ( $\sim 10^{\circ}\text{N}$ ) hasta el sur del continente ( $\sim 53^{\circ}\text{S}$ ) (Garreaud, 2008; Garreaud et al., 2009).

Las condiciones climáticas del continente presentan un ciclo estacional (verano e invierno), el cual está influenciado por la variación vertical de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Durante el invierno austral, a bajos niveles (850 hpa a 925 hpa, aproximadamente 1 km sobre el nivel del mar) predomina la presencia de los vientos del este y las precipitaciones se concentran al norte del Ecuador (Figura 1b) (Garreaud, 2008; Garreaud et al., 2009).

En el verano austral hay un desplazamiento latitudinal hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), la cual es una banda convectiva en las regiones ecuatoriales originada por la colisión de los vientos de ambos hemisferios debido al efecto Coriolis, y que varía en función de la posición del sol en el cenit (perpendicularidad de los rayos solares) durante el movimiento de traslación de la tierra alrededor del sol (Garreaud, 2008; Garreaud et al., 2009).

Así mismo, durante el verano austral, debido a la existencia de un gradiente de temperatura entre el continente y el Océano Atlántico tropical norte, permite la incursión de humedad al continente Sudamericano debido a la diferencia de presiones

(Figura 1a), Los vientos que transportan la humedad son desviados al chocar contra la cordillera de los Andes generando una inversión de su trayectoria, permitiendo la formación del Sistema Monzónico de Sudamérica (SMSA) (Vera et al. 2006; Garreaud et al.,2008; Vuille et al.,2012).



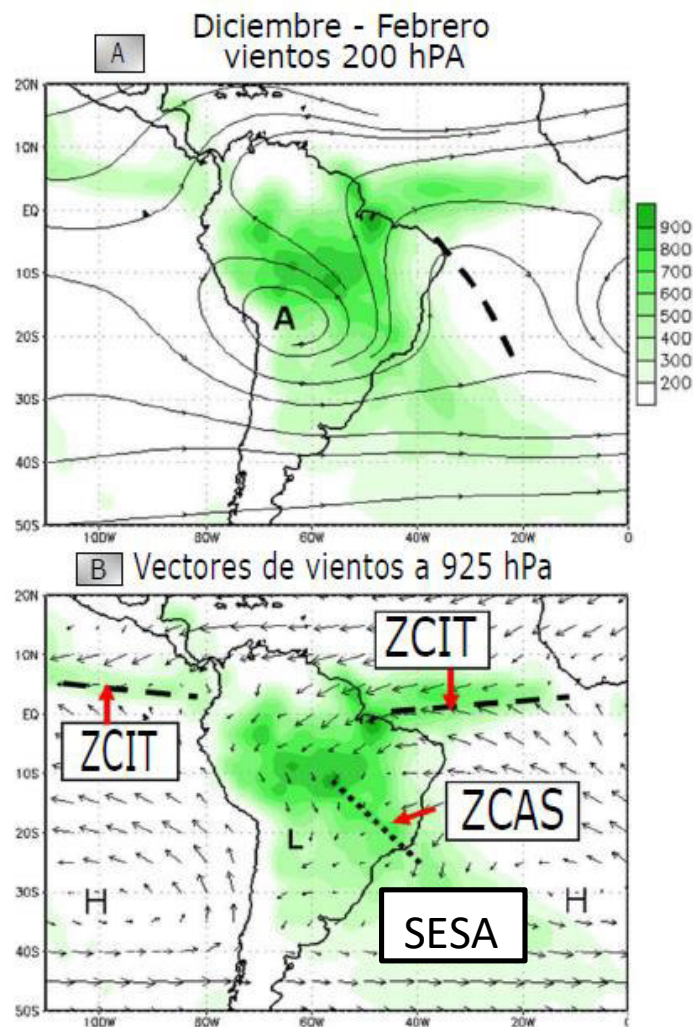
**Figura 1.** El área sombreada representa las precipitaciones climatológicas para enero (a y c) y para julio (b y d); los vectores son las direcciones de los vientos a 925 hpa; las líneas representan los vientos a 300 hpa. Fuente: R. D. Garreaud, Vuille, Compagnucci, & Marengo, 2009.

El SMSA es un sistema climático estacional que inicia en el mes de octubre, teniendo su fase madura entre los meses de diciembre, enero y febrero y finaliza en el mes de abril (R. D. Garreaud et al., 2009; Marengo et al., 2012; Vera, 2006). El inicio del SMSA es precedida por un incremento de las frecuencias de los vientos del norte, durante los meses de noviembre hasta el mes de febrero.

La principal actividad convectiva del SMSA se localiza sobre el centro de Brasil y está conectado en dirección sureste a una banda de humedad y precipitación que se extiende desde el sur de la Amazonia en dirección sureste de Brasil y alrededor del Océano Atlántico también llamada como la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS) (Vera, 2006).

En bajos niveles (850 hPa, aprox 1 km) los vientos transportados desde el Atlántico Tropical Norte llevan consigo grandes cantidades de flujos de humedad en su recorrido de inversión frente a la cordillera de los Andes que se conoce como el chorro de bajo nivel (siglas en inglés - *low level jet*). Este flujo de humedad se propaga al sur este del continente (zonas extratropicales ~40°S) generando un sistema de bajas presiones que se denomina la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SCAZ) o en su defecto, se desplaza hacia el Norte de Argentina y Uruguay formando la región climatológica llamada Sur Este de Sudamérica (De sus siglas en Ingles SESA) (figura 2b), este sistema atmosférico se establece durante la madurez del monzón Sudamericano; el tránsito del flujo de humedad desde el Amazonas es importante para mantener la ZCAS sobre el continente produciendo intensas precipitaciones sobre el sureste de Sudamérica (Garreaud et al., 2008).

La intensa convección, así como también el calor latente liberado por las nubes cumuliformes sobre la cuenca Amazónica permiten la formación de un anticiclón en la alta atmósfera (200 hPa a 300 hPa, aproximadamente 10-12 km sobre el nivel del mar) conocida como la Alta de Bolivia (Lenters & Cook, 1999), la cual es un sistema atmosférico que regula el ingreso de vientos y humedad de la región Amazónica hacia el Altiplano (Figura 1c), (Figura 2a) (Garreaud et al., 2008; Garreaud et al., 2009; Silva S. & Vernon E., 2012).



**Figura 2.** Las sombras representan las precipitaciones de los meses de verano; el periodo de climatología para los vientos y las precipitaciones es de 1979 - 1995. A: alta de Bolivia, L: bajas presiones, H: altas presiones. Fuente: (V. B. S. Silva & Kousky, 2012).

En escala de tiempo intraestacional la zona de convergencia del Atlántico Sur tiende a tener un comportamiento dipolar con el SESA (Sudeste Sudamérica) esto quiere decir, al intensificarse la ZCAS produce ausencia de lluvias en la zona sudeste del continente, caso contrario ocurre si hay una intensificación del SESA produciendo lluvias en Uruguay, sur de Brasil y nordeste de Argentina (Liebmann B. & Mechoso C., 2011).



Entre los meses de marzo y mayo empieza la fase de decaimiento de la SMSA, en donde las lluvias disminuyen progresivamente y se desplazan hacia el Ecuador. (Garreaud et al., 2008; Garreaud et al., 2009; Silva S. & Vernon E., 2012).

Tres regiones secas en el continente sudamericano son identificadas según Garreaud et al., (2008), la primera región es la zona desértica Perú-Chile, la causa de deficiencia de lluvias en todas las estaciones del año en esta región se debe a la acción de 3 factores oceánicos los cuales son: las aguas frías oceánicas de la corriente de Humboldt, el afloramiento costero y la subsidencia asociada a la célula de Walker, las cuales permiten que se mantengan las condiciones frías y secas en esta región. La combinación de estos mecanismos y la abrupta topografía evita efectivamente que la humedad penetre tierra adentro y ascienda hacia los Andes (Rutllant, Fuenzalida, & Aceituno, n.d.; Vuille et al., 2012). La segunda región es el noreste de Brasil, la cual es una zona de subsidencia, producida en respuesta por la intensa ascendencia sobre la región amazónica durante los meses de verano en la descrita región conocida como la alta de Bolivia (Lenters & Cook, 1999; Sulca, Vuille, Silva, & Takahashi, 2015). En el nordeste de Brasil, las altas presiones favorecen condiciones atmosféricas estables y ausencia de lluvias. La tercera región son las llanuras extratropicales del este de los Andes (sur de Argentina), la deficiencia de lluvias se debe a la intensificación local de la celda de Hadley en conexión con la convección fuerte sobre el atlántico ecuatorial (Moura and Shukla, 1981).

El altiplano de Sudamérica exhibe sus propias condiciones climáticas, en todo el año es extremadamente seco excepto los meses de Noviembre hasta Marzo donde tormentas convectivas traen consigo precipitaciones significativas para la región, esto es debido a la desestabilización de la troposfera local provocado por el intenso calentamiento de superficie además del establecimiento a altos niveles de los vientos

del este que transportan consigo humedad hacia el interior del continente (René Garreaud, Vuille, & Clement, 2003; RenéD. Garreaud, 2000).

### ***3.2.Clima Local***

El clima de Moquegua es variado debido a dos factores predominantes en el país: la Cordillera de los Andes y la Corriente de Humboldt. La vertiente occidental ( $\sim 3^{\circ}\text{S}$  -  $\sim 30^{\circ}\text{S}$ ) presenta un clima árido/ semiárido e incluso, la zona costera del sur del Perú y norte de Chile, son consideradas las zonas más áridas del mundo (R. D. Garreaud et al., 2009; Quispe, Cubas, & Avalos, n.d.).

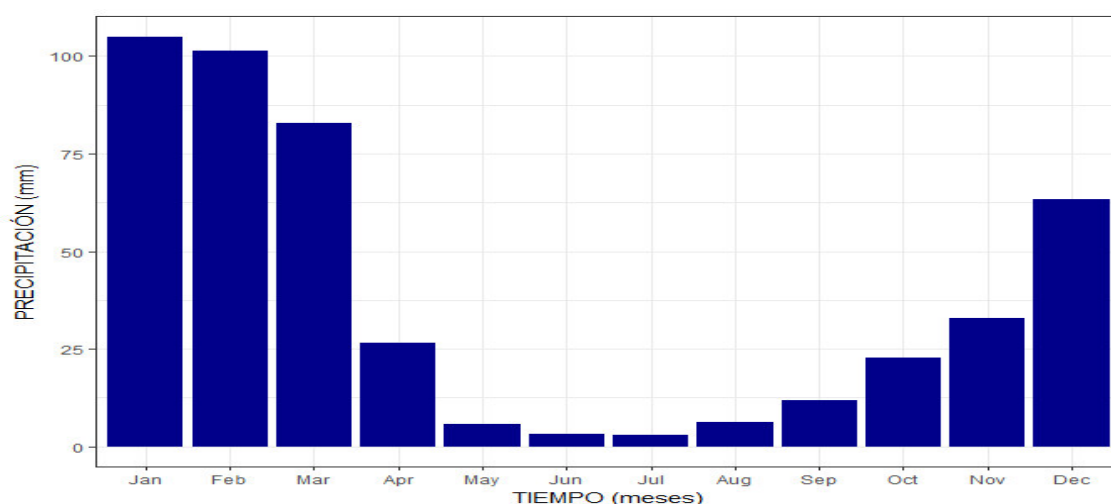
La causa de deficiencia de lluvias en todas las estaciones del año en la zona costera se debe a la acción de las frías aguas oceánicas de la corriente de Humboldt, el afloramiento costero y la subsidencia asociada a la célula de Walker, descritas anteriormente (Rutllant, Rosenbluth, & Hormazabal, 2004; Vuille et al., 2012).

Las características climáticas de la región de Moquegua presentan tres zonas climáticas definidas:

- Clima semi-cálido subtropical. Este tipo de clima se caracteriza por ser árido, situado desde los 0 hasta los 1000 m.s.n.m. En el litoral costero hay escasa o nula precipitación (menos de los 200 mm/año) con temperaturas extremas máximas y mínimas (SENAMHI, 2015).
- Clima templado sub-humedad. Este clima es propio de la región sierra, correspondiendo a los valles interandinos bajos e intermedios, situados entre los 1000 y 3000 m.s.n.m. Las temperaturas son mayores de los  $20^{\circ}\text{C}$  y la precipitación anual está por debajo de los 500 mm (SENAMHI, 2015).

- Clima lluvioso semi-frigido. Este tipo de clima es típico de la sierra, se extiende entre los 3000 y 4000 m.s.n.m. Tienen precipitaciones anuales de 700 mm. Las temperaturas medias anuales son de 10°C. En esta zona presentan veranos lluviosos e inviernos secos con fuertes heladas (SENAMHI, 2015).

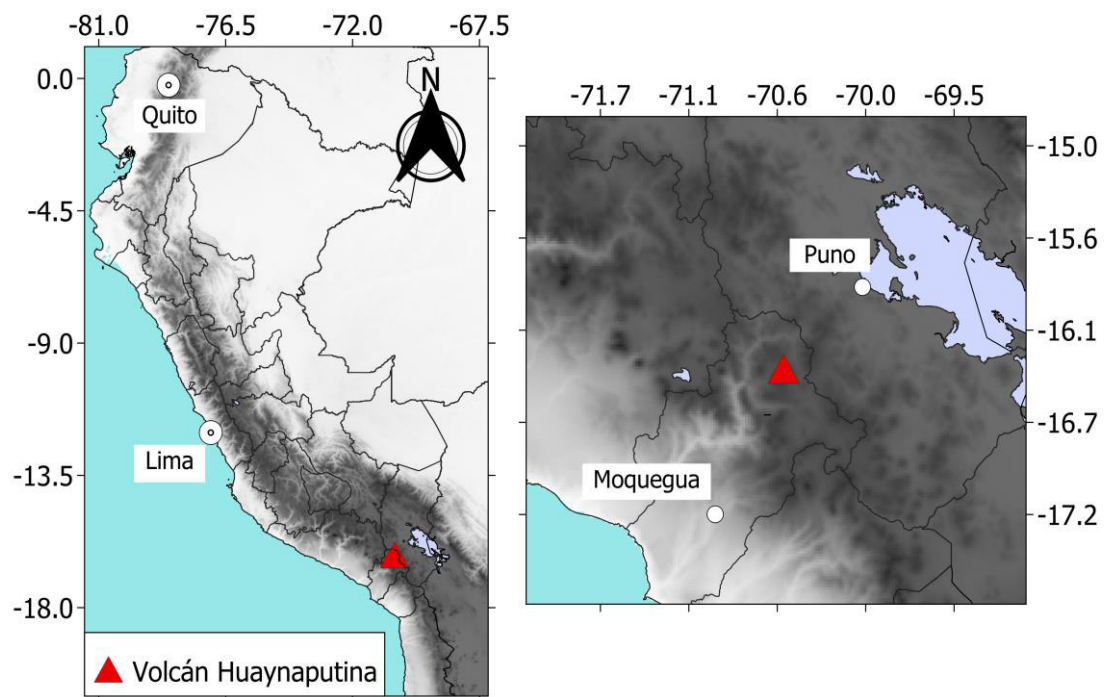
En la figura 3 se observa el ciclo unimodal de precipitaciones presente en el área de la región sur de Perú, iniciando las precipitaciones en la estación de verano (diciembre – marzo), y en la estación de invierno (junio – agosto), siguiendo el patrón propuesto por la estacionalidad de la rotación terrestre y asociado al desarrollo de sistema de monzón sudamericano.



**Figura 3.** Histograma de las precipitaciones en la región sur de Perú, usando datos de SENAMHI desde 1964 – 2013 como se observa en el anexo 1.

### 3.3. Volcán Huaynaputina

El volcán Huaynaputina se localiza en las coordenadas  $16^{\circ}36'S$ ,  $70^{\circ}52'W$  en la región de Moquegua - Perú, a una altitud de aproximadamente 4800 m.s.n.m (figura 4). Este volcán produjo la mayor erupción volcánica registrada en el hemisferio sur en el último milenio, teniendo ocurrencia el 19 de febrero hasta el 6 o 15 de marzo del año 1600.



**Figura 4.** Volcán Huaynaputina ubicado en la región de Moquegua en la latitud de  $16^{\circ}36'S$  y longitud de  $70^{\circ}52'W$ . Fuente: Elaboración propia.

La geomorfología del volcán presenta 3 cráteres en forma de embudo, el cráter principal está constituido por una caldera de avalancha en forma de herradura de tipo monogenético que posee 2.5 km de diámetro x 1.5 km, de aproximadamente 300 metros de profundidad, los dos cráteres menores son de 250 metros de diámetro aproximadamente y de forma ovoide. Como resultado de la violenta erupción del año 1600 (A.D.) se formó un cañón de aproximadamente 400 metros lineales llevando consigo coladas volcánicas en dirección del río Tambo, constituyéndose así un primer represamiento artificial de piroclastos volcánicos de gran magnitud durante 28 horas (Adams et al., 2001a; Thouret, Juvigné, Gourgaud, Boivin, & Dávila, 2002).

La erupción del volcán Huaynaputina produjo la destrucción total de comunidades locales, causando la muerte de aproximadamente 1000 pobladores debido a la expulsión de 10 – 13 km<sup>3</sup> de tefra como se muestra en la figura 5, además que la pluma volcánica tuvo una altura aproximada de 33 – 37 km la cual se mantuvo sostenida por 13 – 19 horas (Thouret et al., 2002).

Los mejores relatos de los efectos de la erupción provienen de las descripciones de testigos oculares registradas por Vasquez de Espinosa (1942), Barriga (1951, 1952). Travada y Córdoba (1923), Guamán Poma de Ayala (1980) y Navarro (1992). Las tesis más detalladas son las reminiscencias de Pedro de Vivar y de Simón Pérez de Torres, que viajaba entre Arequipa y Moquegua el 19 de febrero de 1600 (Vasquez de Espinoza, 1942).

La descripción de la línea de tiempo para la erupción se da en los cuadros 1 y 2.

**Cuadro 1:** Eventos del año 1600 de la erupción de Huaynaputina. Fuente. Shanaka de Silva, Alzueta, & Salas, 2000.

Febrero 15	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Inicio de sismos regulares.</li> </ul>
Febrero 16	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Incremento de fuerza en los sismos.</li> </ul>
Febrero 19	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 3 o 4 movimientos cada 15 minutos.</li> <li>• 11 a.m. a 1p.m.: 2 grandes terremotos de intensidad 11 en la escala de Mercalli.</li> <li>• 5 p.m.: Temblores tan frecuentes que se sentían continuos.</li> <li>• Inició la erupción, caída de cenizas y piedras pómez.</li> <li>• 6 p.m. Toda la región se oscureció, explosiones cada segundo.</li> </ul>
Febrero 20	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Caída continua de cenizas y explosiones.</li> <li>• 2 p.m.: Parecía medianoche, continúa actividad sísmica.</li> <li>• 25 cm de cenizas registrada en Arequipa.</li> </ul>
Febrero 28	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Mayor terremoto.</li> </ul>
Marzo 5	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Finalizó caída de cenizas.</li> </ul>
Abril 2	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Atmósfera despejada.</li> </ul>

**Cuadro 2:** Eventos registrados en Arequipa del 19 de febrero a 5 de marzo. Fuente: Shanaka de Silva et al., 2000.

Febrero 19	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Terremotos continuos en todo el día.</li> <li>• 5 p.m.: Inició la erupción.</li> <li>• 6 p.m.: Caída de cenizas.</li> </ul>
Febrero 20	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Mayor caída de cenizas (20 - 25 cm) y terremotos; oscuridad total.</li> </ul>
Febrero 21	<ul style="list-style-type: none"> <li>• No hubo mucha caída de cenizas.</li> </ul>
Febrero 22	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Caída de ceniza.</li> </ul>
Febrero 23	<ul style="list-style-type: none"> <li>• No hubo ninguna actividad.</li> </ul>
Febrero 24	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Mayor caída de cenizas e intensos terremotos.</li> </ul>
Febrero 25	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Cielo oscurecido y nublado, caída mínima de cenizas.</li> </ul>
Febrero 26	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Caída de cenizas.</li> </ul>
Febrero 28	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Mayor terremoto; caída de cenizas.</li> </ul>
Marzo 1	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Gran terremoto, caída de cenizas.</li> </ul>
Marzo 5	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Caída de cenizas; finalizó movimientos sísmicos.</li> </ul>





(Navarro, 1992). Un barco pirata británico frente a la costa escuchó las explosiones y las confundió con un ataque de una armada española invisible. Un comerciante que navegaba desde Lima hacia el sur quedó atrapado en una gran tormenta de ceniza de piedra pómez en Camaná, el cual se encuentra a 200 km al oeste de Huaynaputina, el cual informó Barriga (1952).

Hoy en día, se pueden encontrar pocas cenizas al este de Huaynaputina pero los registros de los sacerdotes jesuitas indican que la caída de cenizas al este de Bolivia fue significativa en La Paz y Sucre (Bouysse-Cassagne, 1988). Guaman Poma de Ayala (1980) describe eventos en Arica, Chile.

Thompson et al., 1986 analizó testigos de hielo del nevado de Quelccaya ubicado en la provincia de Cusco, a 300 km norte del volcán Huaynaputina, donde se encontró una capa de aerosoles significativa en el testigo de hielo (8 cm), los cuales se atribuyen a la erupción del volcán debido a que las fechas coinciden, además a 300 km al sureste del volcán, en el cerro Sajama (Thompson, 1998) informa un espesor significativo (11 cm) de ceniza.

### **3.5. *Efecto de las erupciones volcánicas en el clima global***

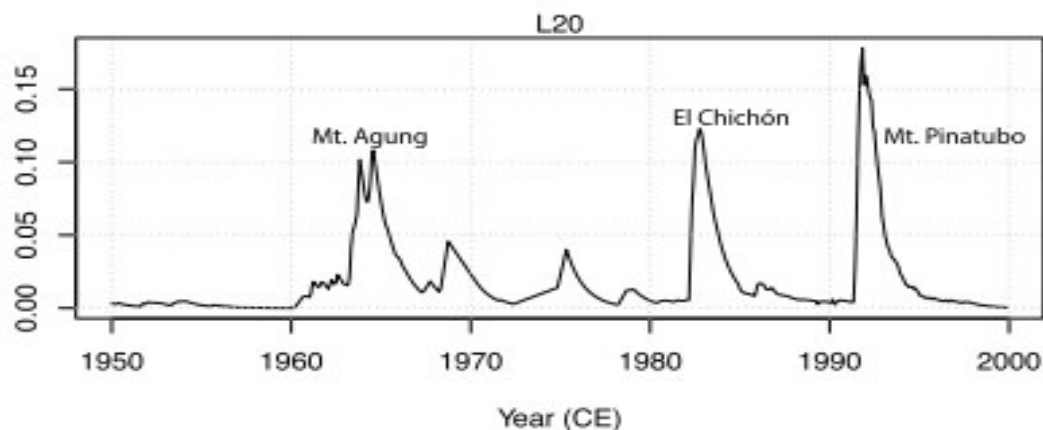
Existen cuatro tipos de erupciones volcánicas los cuales son: Hawaianas (pueden tener alturas de decenas a cientos de metros), Estrombolianas (alcanzan alturas de 1 a 15 km), Vulcanianas (alcanzan alturas de 3 a 20 km) y Plinianas (alturas mayores a 30 km), entre estas 4 posibilidades se destacan las erupciones plinianas por sus impactos en el clima global y regional.

Las erupciones volcánicas plinianas son un factor determinante de la variabilidad climática natural durante el último milenio – Last Millennium (LM, desde 850 C.E. hasta el presente, Stothers y Rampino, 1983; Hansen et al., 1992; Crowley et al., 2000; Robock et al., 2000, 2003; Goosse et al., 2005; Yoshimori et al., 2005; Emile-Geay et al., 2008; Cole-Dai, 2010; Timmreck, 2012; Iles et al., 2013; Schurer et al., 2014) debido a que forman una columna eruptiva vertical, constituida de gases y piroclastos que se extienden hasta 50 kilómetros hacia la atmósfera, donde los vientos fuertes pueden esparcir las cenizas a cientos de miles de kilómetros del respiradero volcánico.

Este tipo de erupciones emanan chorros de clastos de gases y magmas que emergen del respiradero hacia lo alto y se mezclan con los vientos a velocidades de 100 - 600  $\text{ms}^{-1}$ . En un principio la columna tiene una temperatura superior a la ambiental, lo que ocasiona que ascienda con una velocidad determinada mientras incorpora aire exterior de forma estable, lo cual le permite elevarse por convección hasta alturas de varias decenas de kilómetros, el ensanchamiento típico en forma de champiñón es debido a la mayor interacción de la atmósfera con el techo de la columna lo que provoca una reducción de la velocidad frontal.

Las erupciones son sostenidas y pueden durar horas o días. La distribución de los piroclastos juveniles y de los fragmentos líticos tiene una gran influencia en la distribución de temperaturas y densidades dentro de la columna. La distribución de las partículas sólidas depende de la relación entre su velocidad final de caída y la velocidad del gas (Parfitt & Wilson, 2008; Araña & Ortiz, 1984; Díez Gil, 1992).

Se propuso por primera vez en el año 2000 de que las erupciones volcánicas modificaban la variabilidad del clima a través de Plutarco y otros (Forsyth, 1988) quienes señalaron que la erupción del Monte Etna en 40 A.D. oscureció el sol y sugirió que el enfriamiento resultante causó que las cosechas se marchitaran y produjera hambre en Roma y Egipto.



**Figura 6.** Profundidad óptica de los aerosoles (POA) para el período 1950-1999 (Sato et al., 1993; Crowley y Unterman, 2013). POA es el promedio verticalmente integrado (15-35 km) y latitudinal de 30° S a 30° N (Colose, LeGrande, & Vuille, 2016). La erupción Agung de 1963 produjo el mayor velo de polvo estratosférico en más de 50 años e inspiró muchos estudios científicos modernos. La erupción de Chichón inyectó 7 Millones de toneladas (Mt) de SO<sub>2</sub> en la atmósfera y la erupción de Pinatubo en 1991 inyectó 20 Mt. Fuente: Colose, LeGrande, & Vuille, 2016.

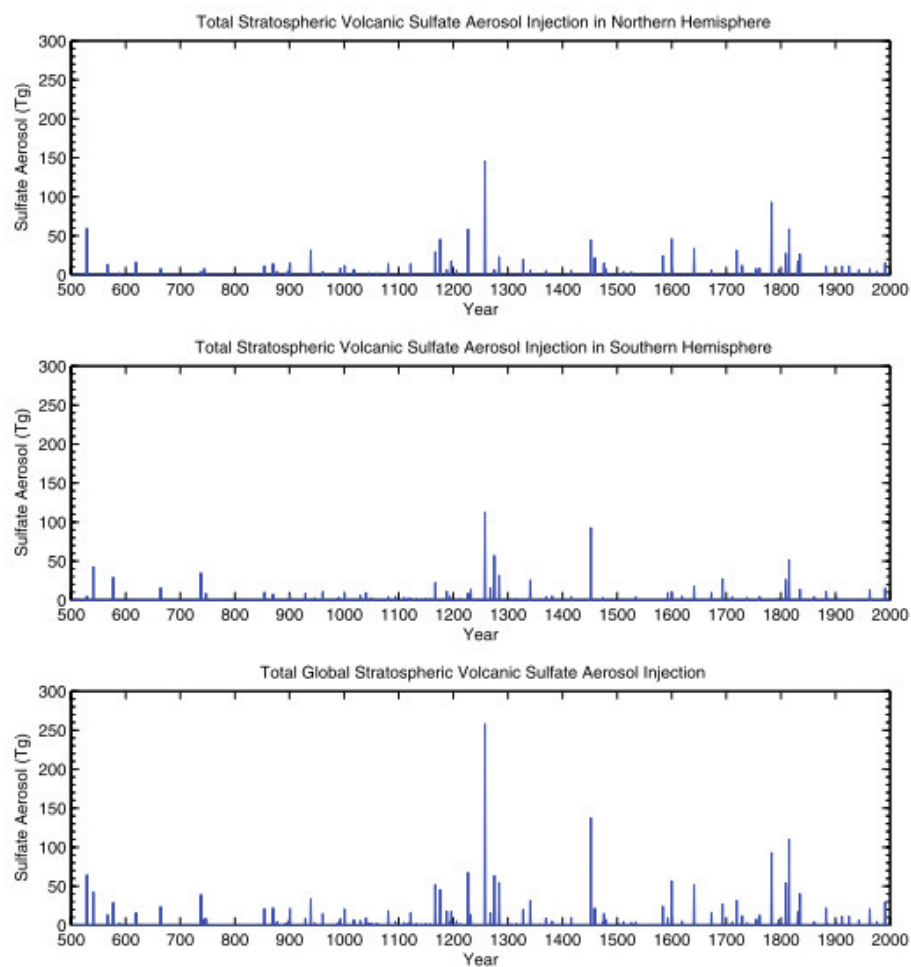
No aparecieron otras publicaciones sobre este tema hasta que Benjamín Franklin propuso que la erupción de Lakagigar en Islandia en 1783 podría haber sido responsable del verano anormalmente frío de 1783 en Europa y del frío invierno de 1783-1784 (Franklin, 1784). Diversos grupos (Gao et al., 2008; Crowley y Unterman 2013; Sigl et al., 2015) tomaron la iniciativa de estimar el forzamiento volcánico a partir de partículas sulfatadas en los registros del testigo de hielo polares, debido a que las erupciones volcánicas producen precipitaciones ácidas por la presencia de ácidos sulfúricos, esta cantidad de acidez genera una elevada concentración de conductividad eléctrica en el testigo de hielo para inferir erupciones volcánicas (figura 7).

El principal factor que genera el impacto climático de las erupciones volcánicas es la liberación de gases subsuperficiales que contienen azufre como el dióxido de azufre (SO<sub>2</sub>) este elemento se inyecta en la estratósfera y reacciona con el agua para formar sulfatos de aerosoles (Harshvardhan y Cess, 1976; Coakley y Grams, 1976 Pollack et al., 1976, 1981, Lacis et al., 1992). Estos producen un bloqueo de la radiación, el impacto más pronunciado de las grandes erupciones tropicales incluye una troposfera

refrigerada de manera radiativa y una estratosfera calentada (Lacis et al., 1992; Robock y Mao, 1995; Stenchikov et al., 1998).

Un ejemplo son los sulfatos aerosoles asociados a la erupción del monte de Pinatubo, los cuales dispersaron fuertemente la radiación solar incidente, los sulfatos presentaron un radio efectivo (es un radio medio ponderado de área de las partículas de aerosol -  $\text{Reff}$ ) de fondo de  $\sim 0.2 \mu\text{m}$  hasta  $\sim 0.8 \mu\text{m}$ . Para los aerosoles de sulfato en este rango de tamaño, esta dispersión de onda corta es 5-10 veces mayor que el aumento de la opacidad infrarroja de los aerosoles, y produce una estratosfera cálida y el enfriamiento de la superficie de la Tierra (Turco et al., 1982; al., 1992), además se demostró que la temperatura superficial anual promedio global disminuyó en  $\sim 0.5^\circ \text{C}$  en relación a este efecto producto de la erupción volcánica (Hansen et al., 1996).

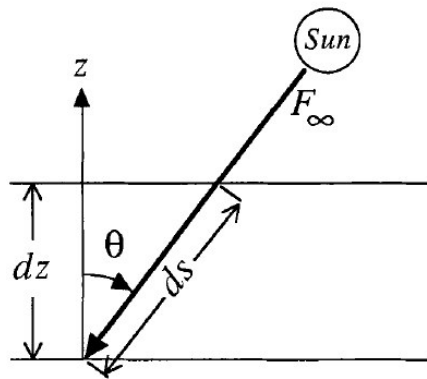
Varias investigaciones posteriores sobre Pinatubo como (Anschütz et al., 2011; Palmer, Morgan, Curran, Van Ommen, & Mayewski, 2002; Trenberth & Dai, 2007) han sido importantes no solo por los conocimientos proporcionados sobre la respuesta y la sensibilidad del sistema climático a las perturbaciones radiativas. Además sirven para parametrizar la perturbación volcánica observada en campos de forzamiento para modelos climáticos globales (GCM) en una variedad de formas con complejidad variable, desde forzamiento de onda corta superior de la atmósfera excepcionalmente simple hasta una estimación de complejidad intermedia del cambio de la profundidad óptica de aerosoles de la atmósfera, y el radio efectivo de los aerosoles volcánicos ( $\text{Reff}$ ) que tienen propiedades específicas de radiación para la representación microfísica y de desarrollo de aerosoles de sulfato.



**Figura 7.** Inyección anual de aerosol de sulfato volcánico estratosférico durante los últimos 1500 años en el (superior) NH, (centro) SH y (abajo) global. Fuente: Gao et al., 2008.

### 3.5.1. Física del Flujo de Radiación en presencia de sulfatos aerosoles

La radiación solar puede ser absorbida por los gases atmosféricos, pero debido a que la atmósfera es mucho más fría que el sol, la energía emitida por los gases atmosféricos se encuentra en longitudes de onda más largas. Por el momento, ignoraremos la dispersión y consideraremos que la atmósfera solo puede transmitir o absorber radiación solar.



**Figura 8.** Diagrama que muestra el camino de extinción de un rayo solar a través de una atmósfera plana y paralela. Fuente: Hartmann Dennis, 1994.

La ley de extinción Lambert-Bouguer-Beer establece que la absorción es lineal en la intensidad de la radiación y la cantidad absorbente. La absorción por una capa de profundidad  $dz$  es proporcional al flujo de radiación ( $F$ ) multiplicado por la masa del absorbente a lo largo de la trayectoria que sigue la radiación. La probabilidad de que un fotón con una energía particular sea absorbido por una molécula particular se conoce como constante del coeficiente de absorción y se representa con el símbolo  $k_{abs}$ . En general, depende de la presión y la temperatura, ya que estos afectan la fuerza y la forma de las líneas de absorción del absorbedor en cuestión (Hartmann Dennis, 1994).

Para muchas aplicaciones, la aproximación plano-paralelo es precisa y en gran medida simplifica los cálculos de transferencia radiativa. Bajo esta aproximación, la esfericidad de la tierra se ignora y supone que las propiedades atmosféricas son funciones solo de la coordenada vertical. Esta situación se ilustra en la figura 8. Desde que no se disperse la radiación solar puede considerarse un rayo de radiación paralelo,

solo debemos considerar una direcci3n de radiaci3n, que en este caso se caracteriza por el 3ngulo zenital  $\theta$  (Hartmann Dennis, 1994).

El cambio en el flujo de radiaci3n ( $dF$ ) a lo largo de un trayecto de longitud  $ds$ , donde la densidad del absorbedor es  $\rho_a$  y el coeficiente de absorci3n es  $k_{abs}$  puede escribirse

$$dF = -k_{abs}\rho_a F ds \quad (1)$$

En (1)  $F$  y  $ds$  se miden positivos hacia abajo.  $F$  y  $k_{abs}$  dependen de la frecuencia, pero hemos eliminado el sub3ndice de frecuencia para econom3a. Las unidades de  $k_{abs}$  en (1) debe ser  $m^2 kg^{-1}$ . Debido a que sus unidades son 3reas por unidad de masa,  $k_{abs}$  es a veces tambi3n se llamado secci3n transversal de absorci3n del gas en cuesti3n. De la figura 3, la longitud de ruta est3 relacionada con la altitud seg3n

$$dz = -\cos\theta ds \quad (2)$$

Por lo tanto, la ecuaci3n 2 se convierte

$$\cos\theta \frac{dF}{dz} = k_{abs}\rho_a F \quad (3)$$

Entonces se define la profundidad 3ptica ( $\tau$ ) a lo largo del camino vertical:

$$\tau = \int_z^\infty k_{abs}\rho_a F \quad (4)$$

Notamos que de la ecuaci3n 4 se obtiene que,  $d\tau = -k_{abs}\rho_a F$ , entonces podemos decir a partir de la ecuaci3n 3:

$$\cos\theta \frac{dF}{d\tau} = -F \quad (5)$$

A partir de la soluci3n de la ecuaci3n 5 se obtiene;

$$F = F_\infty e^{-\tau/\cos\theta} \quad (6)$$

Donde  $F_\infty$  es en este caso, la densidad de flujo descendente en el tope de la atm3sfera. El flujo incidente decae exponencialmente a lo largo de la trayectoria  $ds$ , donde la profundidad 3ptica es dada por la ecuaci3n  $\tau/\cos\theta$ .

Aunque las part3culas de cenizas y rocas finas pueden inyectarse en lo alto de la estrat3sfera debido a una erupci3n violenta, la mayor3a de estos aerosoles son

demasiado grandes para permanecer en la atmósfera durante mucho tiempo (Hartmann Dennis, 1994).

Las partículas que son lo suficientemente pequeñas para no precipitar sirven como núcleos de condensación para el ácido sulfúrico. La mayoría de los aerosoles estratosféricos consisten en una mezcla de 75% de ácido sulfúrico ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) y 25% de agua (Hartmann Dennis, 1994).

Un nivel de aerosol no volcánico se mantiene en la estratósfera a través de un flujo ascendente de gases que contienen azufre desde la tropósfera. Por ejemplo, el sulfuro de carbonilo (COS) se produce en los suelos y tiene una vida útil de varios años en la troposfera. Se mezcla hacia arriba en la estratosfera donde encuentra radiación ultravioleta u oxígeno atómico y luego se oxida a ácido sulfúrico. Como la presión de vapor del ácido sulfúrico generalmente está por encima de la saturación en la estratosfera inferior, se condensa para formar aerosoles y finalmente se elimina cuando los aerosoles crecen lo suficiente como para precipitar o cuando el aire en el que residen regresa a la troposfera (Hartmann Dennis, 1994).

El ácido sulfúrico es higroscópico y agrega agua a la masa del aerosol. El crecimiento de los aerosoles estratosféricos después de una erupción volcánica es causado por la inyección directa de grandes cantidades de gas  $\text{SO}_2$ . Los aerosoles estratosféricos interactúan con la radiación solar y terrestre y pueden dispersar y absorber radiación. La extinción se define como la suma de la dispersión y la absorción del haz directo de radiación, por lo que podemos escribir la sección transversal de extinción por unidad de masa como la suma de las secciones transversales de dispersión y absorción (Hartmann Dennis, 1994).

$$k_{ext} = k_{sca} + k_{abs} \quad (7)$$

El coeficiente de extinción es la relación entre la sección transversal de extinción y la sección transversal geométrica (área de sombra) del aerosol, y se puede escribir de manera similar en términos de sus componentes de dispersión y absorción.

$$Q_{ext} = Q_{sca} + Q_{abs} \quad (8)$$

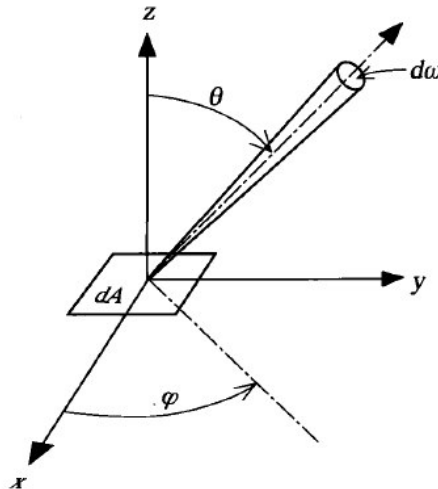


El coeficiente de extinción para los aerosoles de ácido sulfúrico es cercano a 1 para la radiación solar y disminuye a menos de 0,5 para la radiación terrestre. Las partículas más grandes que caracterizan a una nube de aerosol volcánico en las primeras fases después de una erupción tienen un coeficiente de extinción mayor y, por lo tanto, interactúan más eficientemente con la radiación, especialmente en longitudes de onda más largas (Hartmann Dennis, 1994; Robock Alan, 2000).

El albedo de *scattering* simple se define como la relación entre el coeficiente de *scattering* y el coeficiente de extinción, y mide la relación de extinción por *scattering* a la extinción total durante una sola interacción de un rayo de fotón con una partícula.

$$\omega = \frac{Q_{sca}}{Q_{ext}} \quad (9)$$

Donde  $\omega$  es el ángulo sólido (figura 9), el cual se define como  $d\omega = \sin\theta d\theta d\varphi$



**Figura 9.** Diagrama que muestra los ángulos que definen la radiancia que fluye a través de un área unitaria  $dA$  en el plano  $x-y$ , en la dirección definida por el ángulo cenital  $\theta$ . y el ángulo acimutal  $\varphi$ , y el incremento de ángulo sólido  $d\omega$ . Fuente: Hartmann Dennis, 1994.

El albedo de *scattering* simple para los aerosoles de ácido sulfúrico es casi uno para la radiación solar, pero disminuye abruptamente cerca de  $3 \mu m$ , de modo que se produce

muy poca absorción de la radiación solar, pero una gran parte de la extinción de la radiación terrestre es la absorción (Hartmann Dennis, 1994; Robock Alan, 2000).

La función de fase  $\hat{P}$ , que se normaliza de la siguiente manera, da la probabilidad de que un fotón dispersado parta en una dirección particular con relación a la dirección del haz incidente de fotones (Hartmann Dennis, 1994).

$$\frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} \hat{P} d\omega \quad (10)$$

Donde  $d\omega$  es el incremento del ángulo sólido. La función de fase se puede caracterizar por el factor de asimetría de dispersión simple  $\cos\theta$ , que se define de la siguiente manera:

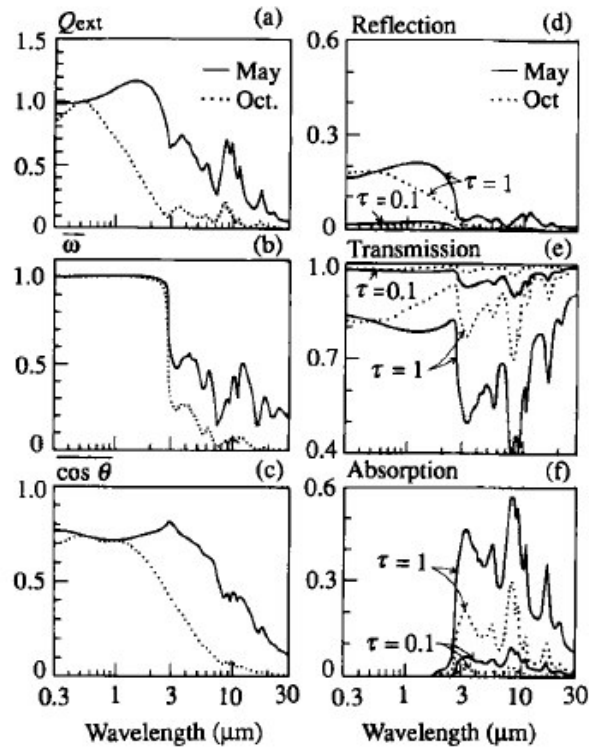
$$\overline{\cos\theta} = \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} \cos\theta \hat{P} d\omega \quad (11)$$

Donde  $\theta$  es el ángulo entre la dirección del rayo incidente y el rayo disperso (figura 9). El factor de asimetría de scattering simple varía entre 1, que indica scattering hacia delante en la misma dirección del haz incidente, y -1, que indica la retroscattering hacia la dirección de la fuente del haz incidente. La dispersión isotrópica, donde scattering es igualmente probable en todas las direcciones, da un factor de asimetría de cero. Los aerosoles estratosféricos hacen scattering fuertemente hacia adelante para la radiación solar y se vuelven cada vez más dispersos isotrópicos para longitudes de onda más largas (figura 9).

Como resultado de las propiedades de radiación de los aerosoles de ácido sulfúrico estratosférico, las modestas profundidades ópticas asociadas con los grandes volcanes recientes ( $\tau = 0.1$ ) dan una modesta reflexión de la radiación solar y una modesta absorción de la radiación terrestre (figura 10). Debido a su absorción relativamente eficiente de radiación infrarroja, los aerosoles volcánicos generalmente calientan la capa en la que ocurren (20 - 25 km).

Su efecto en la troposfera es más complejo, ya que los aerosoles reflejan la radiación solar y proporcionan un pequeño efecto invernadero. El equilibrio de estos dos efectos opuestos es sensible al tamaño de las partículas de aerosoles. Las partículas más

pequeñas tienen una influencia sustancial en la radiación solar, pero no en la radiación infrarroja, por lo que una reducción de la radiación neta de 3-4 Wm<sup>2</sup> resulta para partículas menores de  $\sim 1\mu\text{m}$ .



**Figura 10.** Dispersión individual (izquierda) y dispersión múltiple (derecha) mediante aerosoles de ácido sulfúrico al 75% para dos distribuciones pequeñas que caracterizaron las primeras etapas 1.5 meses después de la erupción de El Chichón en 1982 (re<sub>eff</sub>-1,4 μm, mayo) y las últimas etapas cuando el radio efectivo de la partícula fue menor (re<sub>eff</sub>- 0,5 μm, octubre). Se proporcionan cálculos de dispersión múltiple para una atmósfera plana paralela con una profundidad óptica visible ( $\lambda = 0,55 \mu\text{m}$ )  $\tau = 0,1$  y  $1,0$ . Fuente: De Lacis et al. (1992), Unión Geofísica Americana.

El efecto invernadero aumenta linealmente con el radio de la partícula, mientras que el reflejo solar se vuelve independiente del radio de la partícula, cuando el radio es mayor que la longitud de onda efectiva, de modo que el calentamiento neto resulta de partículas mayores de 2 μm aproximadamente.

Este resultado es relativamente insensible a la dispersión del tamaño de partícula. Una partícula de ácido sulfúrico esférico del tamaño de un 1- $\mu\text{m}$  que es expulsado hasta 20 km de altura, puede caer aproximadamente por 2km por mes, por lo que las partículas más grandes que esto son relativamente raras. Las partículas pequeñas ( $<0.05 \mu\text{m}$ ) actúan de manera similar a los gases y son transportadas de manera eficiente a las superficies por difusión browniana. Las partículas más grandes (2-20  $\mu\text{m}$ ) tienden a impactar en las superficies debido a su inercia, mientras que las partículas más grandes ( $> 20 \mu\text{m}$ ) se sedimentan por gravedad (Hartmann Dennis, 1994; Robock Alan, 2000).

Por lo tanto, excepto por el breve período inmediatamente posterior a la erupción, cuando abundan partículas de polvo y ceniza relativamente grandes, se espera que las nubes de aerosol volcánico en la estratosfera causen una reducción significativa en la entrada de energía neta al sistema climático, con erupciones grandes como la erupción del monte Pinatubo (1992) que produjo una nube de profundidad óptica de 0.15 y un forzamiento climático  $-4 \text{ Wm}^2$  durante su pico (Hartmann Dennis, 1994; Robock Alan, 2000).

Debido a que la nube de aerosol resultante de una sola erupción se elimina de la estratosfera en uno o dos años, y la capacidad térmica de la capa mixta del océano le da una escala de tiempo de respuesta térmica de décadas, la respuesta del sistema climático a una sola la erupción volcánica es bastante modesta, a menos que sea una erupción excepcionalmente grande con un alto contenido de azufre. Sin embargo, una secuencia de grandes erupciones volcánicas con un año de separación podría causar una señal climática significativa.

El grado en que las nubes de aerosoles de las erupciones volcánicas han influido en el clima del pasado es muy desconocido, pero sigue siendo un tema de considerable interés.

El efecto de una erupción volcánica sobre el clima depende de la cantidad de aerosol estratosférico de larga duración producido, que depende de la explosividad de la erupción y de la abundancia de azufre en los gases liberados (Hartmann Dennis, 1994). La evidencia sugiere que las grandes erupciones en el pasado han tenido un efecto significativo en las anomalías climáticas a corto plazo. Una de las erupciones más

grandes que conocemos fue la erupción de 1815 del monte Tambora en la isla de Sumbawa, Indonesia. Aproximadamente  $150 \text{ km}^2$  de ceniza y piedra pómez se extendieron por un área grande y se estimó que la pluma eruptiva alcanzó los 50 km de altitud. En unos pocos meses, la nube volcánica se había extendido por todo el mundo y sus efectos ópticos se observaban en Europa. El sol y las estrellas se atenuaron notablemente por la nube de aerosol estratosférica durante casi 2 años después de la erupción (Hartmann Dennis, 1994; Robock Alan, 2000).

### ***3.6. Trazadores ambientales en el reconocimiento de eventos volcánicos***

Debido al hecho de que las erupciones volcánicas son un factor distintivo de forzamiento climático, se necesitan series cronológicas completas y precisas de la actividad volcánica pasada para descifrar el origen de los distintos eventos climáticos en las reconstrucciones de paleoclima y para proporcionar parámetros de entrada más precisos para simulaciones de modelos climáticos. Por ello, se analizan trazadores ambientales para el entendimiento de las erupciones volcánicas, debido a que los volcanes son una gran fuente de gases traza atmosféricos reactivos, en particular de sulfuro y de elementos halógenos (Bobrowski & Platt, 2007; Frisia et al., 2008).

#### ***3.6.1. Trazadores Geológicos***

Cuando un volcán entra en erupción generalmente expulsa materiales como fragmentos de roca a la atmósfera, estos materiales son conocidos como tefras y se forman debido a 3 mecanismos: (1) liberación de gases producto del desprendimiento dentro del magma cuando alcanza niveles superficiales de la corteza terrestre (erupciones magmáticas), (2) fragmentación del magma durante el contacto con agua subterránea y/o superficial como hielo, nieve o lluvia (erupciones hidromagmáticas) y (3) el rompimiento e incorporación de partículas desde las paredes del conducto en procesos de colapso de cráter o calderas o “voladura” del material suprayacente durante erupciones volcanianas o de vapor sobrecalentado (erupciones freáticas) (Heiken y Wohletz, 1985).

Las piezas más grandes de tefra (más de 64 mm) se llaman bloques y bombas normalmente se disparan balísticamente desde el volcán. Debido a que estos fragmentos son tan grandes, se caen cerca de su fuente aproximadamente 1 km de distancia (Bryant, 1991). Se sabe que pequeños bloques y bombas viajan a distancias tan lejanas como 20-80 km (Scott, 1989). Algunos de estos fragmentos pueden tener velocidades de 75-200 m/s (Bryant, 1991).

Las eyecciones más pequeñas, como los lapilli (2-64 mm) y las cenizas (<2 mm), que son expulsadas hacia arriba por el calor de la erupción, caerán más lejos del volcán. La mayoría de las partículas de más de un milímetro de tamaño caerán dentro de los 30 minutos posteriores al momento de la erupción. Las partículas más pequeñas que tienen menos de 0,01 mm pueden permanecer en la atmósfera durante dos o tres años después de una erupción volcánica (Araña & Ortiz, 1984; Diez Gil, 1992; Parfitt & Wilson, 2008).



**Figura 11.** Depósitos de tefras de la erupción del volcán Huaynaputina, capas de lapilli e ignimbritas ubicados en Aguas Blancas, el cual se encuentra al norte del volcán. Fuente: Adams et al., 2001b.

Además de ello, expulsa grandes cantidades de ignimbritas, los cuales son depósitos de coladas piroclásticas (flujo de piroclastos semifluidizadas (alta densidad) que están dominadas por la gravedad y se desplazan paralelamente al ras del suelo en un flujo esencialmente laminar) (Parfitt & Wilson, 2008; Araña & Ortiz, 1984; Diez Gil, 1992).

La deposición de las ignimbritas sucede cuando el flujo que soporta las partículas sólidas en suspensión pierde su capacidad portante y se detiene de una manera un tanto brusca. En principio, este tipo de flujo gravitativo de sedimento mantiene las partículas en suspensión mediante el concurso de una fase continua gaseosa entre ellas. Las ignimbritas se emplazan en caliente y tanto la viscosidad del gas como el grado de fluidización del conjunto varían con la temperatura. Debido a que la viscosidad de los gases aumenta con la temperatura, es claramente evidente que la detención de las ignimbritas se efectúa cuando éstas se han enfriado relativamente, se han fluidizado mucho, y los gases han escapado en gran parte (Parfitt & Wilson, 2008; Araña & Ortiz, 1984; Diez Gil, 1992). La principal característica de las ignimbritas es que pueden estar soldadas, es decir, que al estar emplazadas a elevadas temperaturas puede producirse la formación de los fragmentos vítreos (pumitas y vitroclastos) entre sí. (Parfitt & Wilson, 2008; Araña & Ortiz, 1984; Diez Gil, 1992).

La deposición de todos estos materiales se hace de manera sucesiva pudiendo no solo trazar la magnitud del material expulsado por el volcán, sino haciendo referencia a la dinámica de la erupción entre otros.

### ***3.6.2. Trazadores geoquímicos***

La química de las plumas volcánicas puede proporcionar información sobre los procesos volcánicos, lo que podría ayudar a mejorar el pronóstico de las erupciones volcánicas (Oppenheimer et al., 2003). También es de relevancia atmosférica ya que los aerosoles volcánicos y los gases traza pueden tener impactos climáticos significativos (Robock, 2000). A pesar de su importancia, los procesos químicos que ocurren en las plumas volcánicas son poco conocidos. Una razón para esto es la dificultad de obtener mediciones de composiciones de gas volcánico.

Se sabe que las especies de halógenos inorgánicos (X, X<sub>2</sub>, XY, XO, HOX, XONO<sub>2</sub>, HX, donde X, Y = Cl, Br, I), son un conjunto de elementos reactivos que comprenden

el grupo XVII de la tabla periódica. Se detectó BrO en una pluma volcánica por primera vez en el volcán Soufriere Hills en Montserrat (Bobrowski et al., 2003), y posteriormente se midió en otros volcanes (N. Bobrowski y U. Platt, 2006).

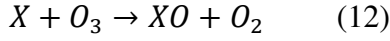
Hasta ahora, se ha detectado BrO en todos los volcanes donde los autores llevaron a cabo mediciones a distancias que superan aproximadamente 1 km. Recientemente, también se ha detectado ClO en varias plumas volcánicas (Lee et al., 2005; Bobrowski, 2005). Gerlach, 2004, sobre la base de consideraciones teóricas, argumentó que BrO no es un producto primario de la desgasificación volcánica, y sugirió que sus formaciones se deben a la reacción oxidativa a alta temperatura de los gases magmáticos con los componentes atmosféricos. Recientemente, Martin et al., 2006 presentó cálculos de equilibrio más detallados para mezclas volcánicas gas-aire.

Las condiciones ambientales únicas se pueden encontrar en las plumas volcánicas. En primer lugar, está disponible una gran cantidad de partículas sólidas y líquidas (Vie' Le Sage, 1983; Mather et al., 2003), que proporcionan un área de superficie más grande para las reacciones químicas que normalmente se encuentran en la atmósfera. En segundo lugar, además de otros gases, se emiten o se forman rápidamente altas cantidades de ácidos (HCl y H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>), lo que se refleja en la alta acidez observada en la vecindad de los respiraderos volcánicos (Delmelle et al., 2003; Allen et al., 2006). La temperatura en la pluma inicial es muy alta en comparación con el aire del ambiente, y porque el vapor de agua es, con dióxido de carbono y especies de azufre (SO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S), uno de los principales constituyentes de las emisiones volcánicas gaseosas (Symonds et al., 1994), la humedad inicial también es bastante alta en comparación con la atmósfera de fondo.

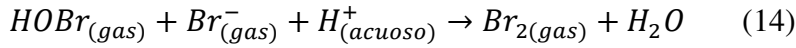
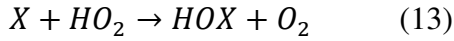
Según lo sugerido por estudios de campo y simulaciones numéricas (Francis et al., 1995, 1998; Gerlach, 2004; Aiuppa et al., 2005), los halógenos son emitidos principalmente por los volcanes como haluros de hidrógeno (por ejemplo, HCl, HBr). Sin embargo, se ha demostrado mediante modelos termodinámicos que pueden producirse cantidades significativas de especies halógenas atómicas (es decir, Cl, Br) por disociación oxidativa a alta temperatura en una mezcla de gas y aire volcánico (Gerlach, 2004; Aiuppa et al., 2005; Martin et al., 2006), particularmente por encima de la llamada discontinuidad compositiva, en la cual ocurren cambios drásticos en la especiación de los gases (Gerlach y Nordlie, 1975).



La posterior dilución de la mezcla volcánica gas-aire con el aire ambiental conduce al arrastre de  $O^3$  y  $HO_x$  en los bordes de la pluma promoviendo el inicio de reacciones de radicales autocatalíticas, incluida la oxidación de especies atómicas ( $XO$ ,  $X = I, Br, Cl$ ) en particular bromo:

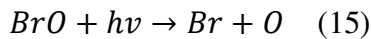


La presencia de ozono y  $HO_x$  en los bordes de la pluma, principalmente por el arrastre y posiblemente por la formación in situ de  $HO_2$  bajo las condiciones de alta temperatura y alta humedad en la pluma temprana, conduce al reciclado rápido de óxidos de halógeno:

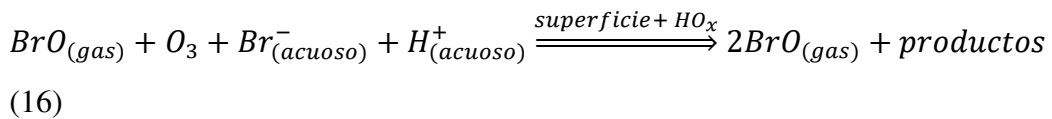


El  $H^+$  requerido (la reacción ocurre a tasas apreciables solo a  $pH < 6.5$  (Fickert et al., 1999) es suministrado por ácidos fuertes, tales como  $H_2SO_4$ , que son abundantes en las plumas volcánicas. La molécula de halógeno  $Br_2$  se fotoliza rápidamente (en escalas de tiempo del orden de minutos) para liberar los átomos de halógeno, que a su vez reaccionan rápidamente con  $O_3$  (ecuación 12); si el ozono está disponible, este suele ser el proceso más probable.

Constantes de tiempo de conversión típicas ( $O_3 \approx 30$  ppb) vía (12) para  $X = Br$  en un tiempo de 1s, los átomos de bromo se regeneran por fotólisis de  $BrO$ :

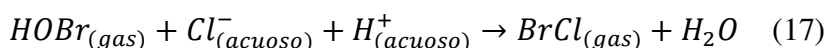


(15) en combinación con (12) conduce a un estado fotoestacionario entre  $Br$  y  $BrO$  con  $BrO / Br$  del orden de 10. En resumen, la reacción (14) seguida del fotólisis de  $Br_2$ , (12) y (15) promueve a un ciclo de reacción con el resultado neto:

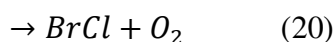


Efectivamente, una molécula BrO se convierte en dos mediante la oxidación del bromuro en las superficies de las partículas, por supuesto a expensas del bromuro de partículas. Este proceso conduce a un crecimiento exponencial de la concentración de BrO gaseoso en la atmósfera (siempre que haya ozono disponible), lo que dio origen al término "explosión de bromo" (Platt y Lehrer, 1997; Wennberg, 1999). Este término se refiere al aumento no lineal de las concentraciones de BrO similar al mecanismo de liberación autocatalítica del bromo de la sal del mar, que se ha observado en las regiones polares.

Además del bromo, los átomos de Cl (y ClO) podrían producirse a través de la siguiente reacción:



Seguido de fotólisis de BrCl y reacción (12). En altas concentraciones de BrO y ClO toman las siguientes reacciones:



OCIO y BrCl se fotolizan fácilmente a ClO y O, Br y Cl, respectivamente.

### **3.6.3. Trazadores isotópicos**

Un isótopo de un elemento dado difiere de otro isótopo del mismo elemento por el número de neutrones en su núcleo. La mayoría de los elementos en la tabla periódica tienen dos o más isótopos naturales (estables o radiactivos), pero 21 elementos, como flúor, aluminio, sodio y fósforo, son monoisotópicos. Los isótopos estables son elementos que no sufren decaimiento radiactivo (proceso en el que un núcleo inestable se transforma en uno más estable). Algunos isótopos estables son el  $^{13}\text{C}$  y el  $^{15}\text{N}$ . Los isótopos radiactivos (inestables) tienen cambios en el núcleo a través del tiempo, y

solo existen como tales durante periodos determinados referidos como “tiempo de vida medio”. El  $^3\text{H}$  (tritio) y el  $^{14}\text{C}$ , son isotopos radiactivos caracterizados por tiempo de vida medio de aproximadamente 12.32 años y 5370 años respectivamente (Sharp, 2007).

En las áreas de climatología e hidrología, el enfoque más utilizado se concentra en las variaciones de las concentraciones de isótopos estables y pesados de hidrógeno y oxígeno, es decir,  $^2\text{H}$  o Deuterio (D) y  $^{18}\text{O}$ . Las concentraciones de los isótopos en una sustancia se expresan como una razón (R) en la que el numerador es el isótopo menos abundante y el denominador es el isótopo más abundante (Sharp, 2007):

$$R_{\text{O}} = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \quad (21)$$

$$R_{\text{H}} = ^2\text{H}/^1\text{H} \quad (22)$$

Con el fin de estandarizar los valores de isotopos analizados por diferentes laboratorios, lo que se calcula es la desviación de la concentración de isotopos en una muestra respecto a un estándar internacional. Esta medición se expresa con notación  $\delta$  en partes por mil (‰) (Sharp, 2007).

$$\delta = \left( \frac{R_{\text{muestra}}}{R_{\text{estándar}}} - 1 \right) \times 1000 \quad (23)$$

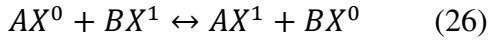
Para el agua, el estándar aceptado es *Vienna Standard Mean Ocean Water* (VSMOW) (Gonfiantini, 1978) y para carbonatos es *Vienna Pee Dee Belemnite* (VPDB) (Coplen, 1995a, 1996). El valor de ambos estándares es aproximadamente 0.0‰ (Coplen, 1996). Las relaciones entre ambas escalas se expresan como (Coplen et al, 1983; Clark y Fritz, 1997; Sharp, 2007):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03091 (\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}) + 30.91 \quad (24)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 0.97002 (\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}) - 29.98 \quad (25)$$

Cuando una sustancia varía su concentración isotópica o *señal isotópica* se le conoce como fraccionamiento isotópico. Existen dos tipos de fraccionamiento dependientes de la masa, uno de ellos puede darse en condiciones de equilibrio (termodinámicos) o cinéticos (Sharp, 2007).

Se considera los cambios de fase (A y B) en condiciones saturadas de humedad para el fraccionamiento termodinámico. Como resultado de este tipo de fraccionamiento, la variabilidad del Deuterio es ocho veces mayores que las variaciones del  $^{18}\text{O}$ , esto se debe a las diferencias de la presión de vapor de saturación ( $e_s$ ) entre los isotopologos pesados  $\text{DH}^{16}\text{O}$  y  $\text{H}_2^{18}\text{O}$ . Las moléculas más ligeras tienen mayor  $e_s$  y escapan preferentemente a la atmósfera en comparación con las moléculas más pesadas. El fraccionamiento termodinámico puede describirse como una reacción de intercambio en la que  $X^0$  y  $X^1$  son especies isotópicas del elemento X (Sharp, 2007).



Sharp (2007) define el factor de fraccionamiento isotópico como el cociente entre la abundancia isotópica de la fase nueva entre la abundancia isotópica de la fase original:

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B} \quad (27)$$

Cuando ocurren reacciones químicas irreversibles se le conoce como fraccionamiento isotópico cinético, esto se produce cuando la evaporación ocurre en condiciones de humedad relativa menor que 100 por ciento y presencia de viento. El factor de fraccionamiento cinético ( $\alpha_{\text{kin}}$ ) se define como una razón entre el compuesto o fase nueva y el compuesto o fase original (Sharp, 2007).

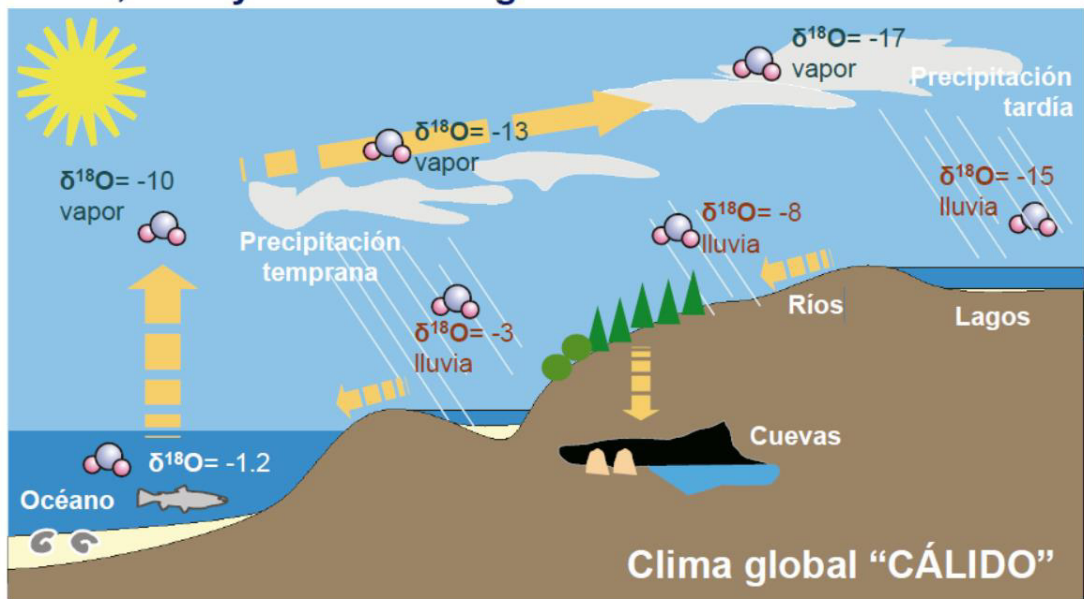
$$\alpha_{\text{kin}} = R_{\text{compuesto o fase nueva}} + R_{\text{compuesto o fase original}} \quad (28)$$

Cuando hay fraccionamiento cinético existe mayor difusividad de las moléculas más ligeras que resulta en mayores efectos sobre la molécula HDO en comparación con  $\text{H}_2^{18}\text{O}$ , mientras que el fraccionamiento termodinámico mantiene una relación constante entre ambas. Esto conduce a la definición de una señal isotópica de segundo orden conocida como exceso de Deuterio (Sturm, 2005).

### 3.7. Fraccionamiento isotópico en el ciclo hidrológico

El ciclo hidrológico describe el movimiento del vapor de agua desde el océano hasta el continente. Durante los cambios de fase que acompañan este ciclo ocurren variaciones en el contenido de isótopos debido procesos de fraccionamiento en equilibrio y cinético (Dansgard, 1964; Craig y Grodon, 1965; Rozanski et al, 1993; Gat, 1996; Clark y Fritz, 1997), la variación de la señal isotópica se puede observar en la figura 12.

#### Clima, $\delta^{18}\text{O}$ y ciclo hidrológico



**Figura 12:** Importantes procesos relacionados al fraccionamiento isotópico de  $\delta^{18}\text{O}$  en el ciclo hidrológico. Fuente: Martin-chivelet, J. (2015). Fundamentos Conceptuales y Didácticos Estratigrafía de isótopos de oxígeno.

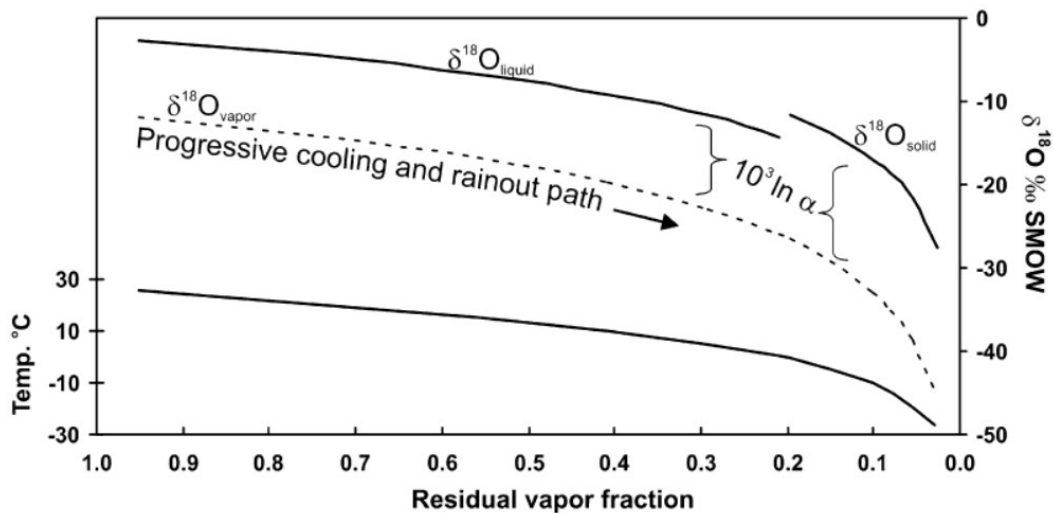
El fraccionamiento isotópico que se encuentra en el vapor de agua producto de la evaporación ocurrida en la superficie del océano se encuentra en menor concentración de isótopos pesados en comparación con la que originalmente estaba presente en el mar. El fraccionamiento en equilibrio entre líquido y vapor puede calcularse de la siguiente manera (Clark y Fritz, 1997), T: temperatura de cambio de fase.

$$1000\ln\alpha_{\text{líquido-vapor}} = 1.137\left(\frac{10^6}{T_k^2}\right) - 0.4156\left(\frac{10^3}{T_k}\right) - 2.0667 \quad (29)$$

Si la evaporación se da bajo condiciones de humedad relativa (HR) menor que 100% se produce fraccionamiento cinético, el cual puede estimarse de la siguiente manera (Gonfiantini, 1986; Clark y Fritz, 1997):

$$\Delta_{\varepsilon} 18O_{\text{liquido-vapor}} = 14.2(1 - HR)\text{‰} \quad (30)$$

El vapor de agua isotópicamente más ligero (evaporación) se condensa formando nubes, durante la condensación los isótopos más pesados son removidos de la etapa gaseosa e reintegrados en las gotas de agua. Como resultado, la fase líquida tendrá mayor concentración de isótopos pesados en comparación con el vapor de agua advectada. En la nube, los isótopos pesados son liberados a través de la precipitación a medida que la nube se desplaza, lo que se conoce como destilación Raleigh. Este es probablemente el mecanismo físico más importante que determina las variaciones isotópicas en las precipitaciones sobre la tierra (Figura 13).



**Figura 13:** Proceso de destilación Rayleigh. Las líneas representan la evolución de la señal isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  en una nube a través de procesos sucesivos de condensación y precipitación. El gráfico se construyó considerando  $\delta^{18}\text{O}$  del océano igual a 0.0‰, evaporación en condiciones de humedad relativa de 85 por ciento, fracción inicial de 95 por ciento de vapor remanente en la nube y temperatura inicial de 25°C. Fuente: Lachniet, 2009.

### **3.8. *Efectos que alteran la señal isotópica del agua atmosférica***

Los parámetros ambientales (pe: cantidad de lluvia, temperatura del aire, distancia de la costa, altitud, latitud, etc.) pueden tener efectos en la señal isotópica (concentración isotópica). Tales relaciones se plasmaron por primera vez en Dansgaard (1964) y fueron constatados por artículos posteriores.

#### **3.8.1. *Efecto de la temperatura***

La relación observada entre la temperatura anual en un lugar con la señal isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  es el efecto de la temperatura (Dansgaard, 1964; Fricke and O'Neill, 1999), el cual su principal control se da en altas latitudes, donde existe una relación directamente proporcional (menores temperatura, menores concentraciones de isótopos pesados en las precipitaciones). La temperatura en superficie refleja la temperatura de condensación asociada a la formación de nubes, por lo que en estas regiones existe mayor correlación.

En la zona tropical, el efecto de temperatura no es muy clara, debido a que las precipitaciones son de naturaleza convectiva, es decir, la lluvia depende más a factores como topografía, advección en regiones de menor temperatura o convección.

#### **3.8.2. *Efecto de la altitud***

Cuando hay una disminución observada de  $\delta^{18}\text{O}$  con el incremento de altitud (Clark y Fritz, 1997). Este efecto tiene relación con la disminución de la temperatura de condensación a mayor elevación como a procesos progresivos de destilación Rayleigh a medida que las masas de humedad son elevadas sobre una barrera orográfica (Lachniet, 2009).

#### **3.8.3. *Efecto de la cantidad de lluvia***

Remoción de la señal isotópica (mayor fraccionamiento isotópico) a través del incremento de las precipitaciones locales (Dansgaard, 1964; Rozanski et al, 1993;

Bony et al, 2008; Risi et al, 2008), a través de tormentas convectivas intensas (Sturm, 2005).

Es el efecto más dominante en regiones tropicales debido a la intensa convección profunda vertical que se da en el océano durante la estación de verano. La magnitud del efecto de cantidad de lluvia no es constante, ya que depende de la masa inicial de vapor de agua en una parcela, la temperatura de la superficie del mar y las dinámicas microfísicas de las nubes (Risi, Bony, & Vimeux, 2008). En Gat (2001) se hace referencia a registros isotópicos fraccionados con valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de aproximadamente -15‰, al analizar eventos de fuertes lluvias tropicales asociados a sistemas convectivos.

Sin embargo, se han documentado regiones donde este efecto no afecta las variaciones isotópicas como es el caso de Nuevo Rocafuerte en Ecuador, donde (Villacís, Vimeux, & Taupin, 2008), afirma que la cantidad de lluvia afecta a la variabilidad isotópica en un 24% a escala mensual.

#### ***3.8.4. Efecto de la fuente de humedad***

Masas de aire de diferente origen están caracterizadas por distintas señales isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  (Rozanski et al, 1993; Clark & Fritz, 1997; Cole et al, 1999; Friedman et al, 2002). El efecto de la fuente surge de la variación de las historias de masa de aire y la temperatura de la fuente de humedad y las diferencias regionales en los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  del océano (LeGrande & Schmidt, 2006).

#### ***3.8.5. Efecto de la continentalidad***

Describe la disminución de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  con la distancia del océano (Dansgaard, 1964; Rozanski, Araguás-Araguás, & Gonfiantini, 2013) y está presente tanto en las regiones de alta latitud como en las de baja latitud (Kendall & Coplen, 2001; Bowen and Wilkinson, 2002, Lachniet & Patterson, 2006). El efecto continental es una manifestación del enfriamiento progresivo y la precipitación de una masa de aire a medida que atraviesa un continente. Este efecto puede ser contrarrestado por la



contribución de alta humedad residual reciclada de  $\delta^{18}O$  a la atmósfera por la evaporación del agua del suelo, lagos y ríos (Koster et al., 1993). La transpiración de las plantas también recicla la humedad a la atmósfera, pero no se fracciona, como el valor de  $\delta^{18}O$  de la humedad reciclada es similar al valor de  $\delta^{18}O$  de la precipitación original, el resultado neto es una disminución en  $\delta^{18}O$  siguiendo una gradiente de distancia a lo largo de un camino de advección (Gat et al., 1994). Un ejemplo notable de reciclaje de humedad es evidente en la cuenca amazónica de América del Sur que se caracteriza por un gradiente espacial muy pequeño en  $\delta^{18}O$ , y los altos valores de exceso de deuterio de lluvia sugieren la evaporación de una fuente de humedad (Salati et al., 1979; Gat & Matsui, 1991).

#### **IV. DATOS Y METODOLOGÍA**

Con la finalidad de estudiar la influencia del volcán Huaynaputina, se analizaron informaciones de datos satelitales y datos de reanálisis atmosféricos a fin de caracterizar las principales características climáticas a nivel regional y local.

A su vez, se realizó la revisión de las principales reconstrucciones paleoclimáticas en Sudamérica que se encuentran en el área de influencia y que abordan el periodo de ocurrencia de la erupción volcánica. La mayoría de estos registros son basados en señales isotópicas de  $\delta^{18}O$  por lo que es posible comparar el mismo registro para diferentes localidades del continente.

##### ***4.1. Datos instrumentales (estaciones meteorológicas)***

Se utilizó información de precipitación obtenida de la base de datos de SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología) como se muestra en el anexo 1 para la región sur de Perú. La base de datos cuenta con registros continuos mensuales para el periodo de 1963 – 2013. Estos datos fueron tratados para descartar datos en blanco y datos repetidos, el control de calidad fue realizado por SENAMHI (2016).

##### ***4.2. Datos de reanálisis***

El reanálisis es un método para obtener una idea completa del sistema terrestre. El método consiste en la combinación de datos de modelos meteorológicos de pronóstico para producir bases de datos grillados de diversas variables. Estos datos pasan por un

control de calidad y re-procesamiento, y las cuales a través del modelo se reanalizan utilizando análisis numéricos de predicción climática (PCN) y sistema de pronóstico.

Como resultado, la reanálisis produce una base de datos multivariada, espacialmente completa y coherente que describe la circulación atmosférica global (Dee et al., 2011).

#### ***4.2.1. Datos ERA-Interim***

ERA – interim es el reanálisis global atmosférico más reciente producido por European Centre for Medium – Range Weather Forecasts (ECMWF). ERA – interim brinda información desde el periodo del 1 de enero de 1979 - 2018 y se actualiza continuamente. Contiene datos grillados de diferentes parámetros de superficie cada seis horas y parámetros atmosféricos en cuatro dimensiones que cubren la tropósfera y la estratósfera cada seis horas. La resolución espacial original de los datos es de  $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$  (~80 km) en 37 niveles verticales desde la superficie hasta los 0.1 hPa (~ 64 km) (Dee et al., 2011).

En este trabajo se utilizó información a distintos niveles de presión de vientos horizontales, velocidad del viento, humedad relativa, temperatura y geopotencial; información en superficie de vientos horizontales a 10 m y temperatura a 2 m e información de topografía. Los datos se obtuvieron con una frecuencia de cada 6 horas, a las 00, 06, 12 y 18 horas referidos al periodo de 1979 hasta el 2000 para los meses de verano (enero, febrero y marzo).

#### ***4.3. Datos Paleoclimáticos***

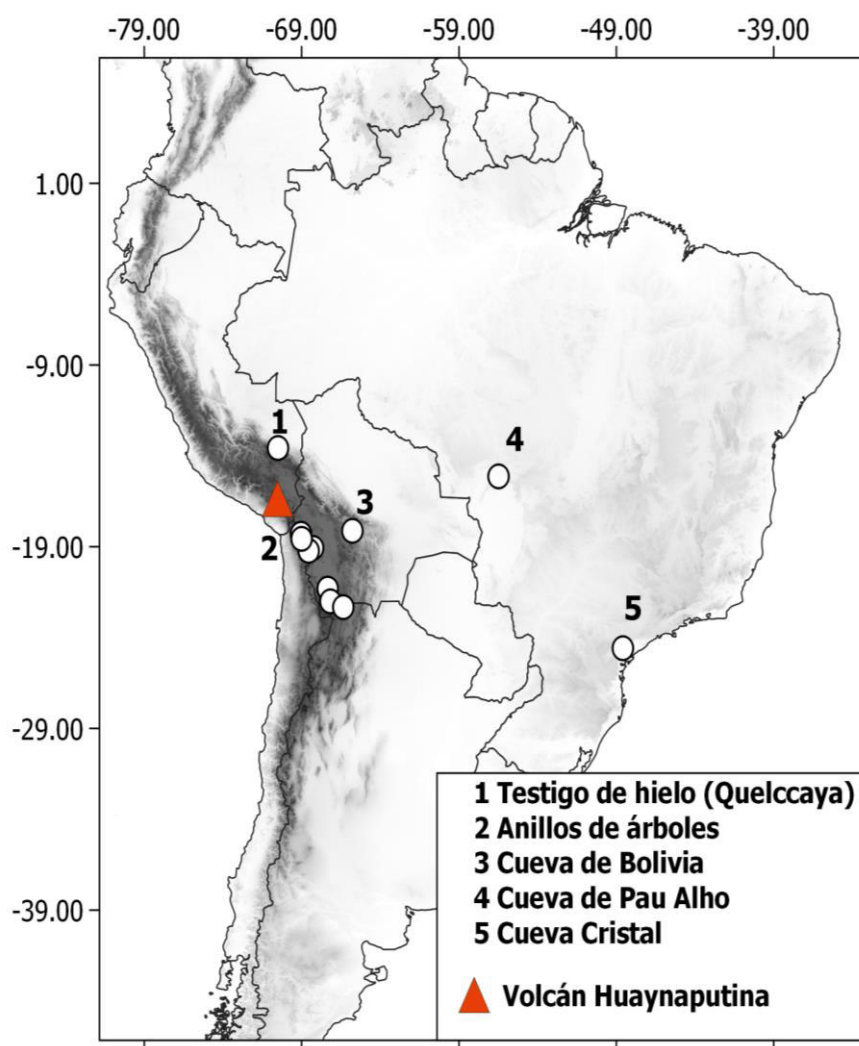
Los registros paleoclimáticos son proxies (indicadores) de la variabilidad climática que se mantiene dentro de una matriz a través de los años.

Las matrices pueden ser de origen biológico como, por ejemplo, registros polínicos o de anillos de árboles, o de otra manera, pueden tener origen geológico como, por ejemplo: espeleotemas, testigos de hielos, sedimentos de lagos y marinos.

En las matrices es posible encontrar trazadores geoquímicos e isotópicos que nos permiten obtener información cualitativa y/o cuantitativa de condiciones ambientales

pasadas y que han sido conservadas en las matrices durante largos periodos, es decir del clima del pasado.

Para este trabajo se analizaron cinco archivos paleoclimáticos a nivel regional como se muestra en la Figura 14. Donde tres registros son espeleotemas, un testigo de hielo y un registro proveniente de reconstrucciones del clima basado en datos de anillos de árboles.



**Figura 14.** Registros paleoclimáticos ubicados en dirección de la pluma de la erupción del volcán Huaynaputina en Perú, Chile, Bolivia y Brasil. Fuente: Elaboración propia.

Morales et al., (2012) analizó anillos de árboles de *Polilepys tarapacana*, ubicados en Chile y Bolivia. Las especies analizadas se desarrollaron entre las alturas de 4000 hacia 5200 msnm sobre el Altiplano entre las latitudes de 16°S y 23°S.

A escala regional los patrones de crecimiento de los árboles se asemejan a las variaciones espacio - temporal de la precipitación en todo el Altiplano, destacando el gran potencial de esta especie para proporcionar reconstrucciones de precipitaciones con habilidades de predicción histórica altamente significativas (Solíz et al., 2009). El registro presentado por Morales et al., (2012) cubre 707 años que inicia en el año 1226 AD, pero representa mejor desde el año 1300 hasta 2009.

Novello et al., (2016) analizó dos espeleotemas colectados en las cuevas de Pau d'Alho y Curupira, los cuales se localizan en la región Sudoeste de Brasil (15°12' 20" S, 56°48' 41" W y 15°12' 01" S, 56°47' 02" W respectivamente) pero para este estudio solo se analiza el registro de Pau d'Alho debido a que cubre mayor información. Para tal sentido se analiza la señal isotópica  $\delta^{18}O$  desde el año 490 – 1860 AD, la cual tiene resolución temporal anual. La composición isotópica de las lluvias en esta región de estudio refleja la intensidad del monzón sudamericano, a pesar no haber fuertes correlaciones con el efecto de la cantidad de lluvia (Novello et al., 2016).

Taylor, (2010) interpretó un espeleotema proveniente de la cueva de Cristal en el sureste de Brasil, este registro cubre los últimos 4100 años y tiene una resolución decadal (~ 13 años), para este estudio solo se analiza desde el año 625 – 1872. La interpretación de la señal isotópica está asociada a la influencia del monzón sudamericano, debido a que la región de interés recibe fuentes de humedad extratropicales, No obstante, las de mayor importancia las asociadas al SMSA.

Thompson et al., (1986), analizó un testigo de hielo ubicado a 5670 msnm proveniente del nevado Quelccaya, la cual brinda datos de los últimos 1800 años (488 - 2002) con una resolución temporal anual, este primer análisis de los datos de isotopía fueron interpretados como la variabilidad de la temperatura, sin embargo, esta interpretación fue cuestionada y re interpretada como un indicador de la variabilidad de los modos del ENSO (El Niño – Oscilación del Sur) o cambios en la intensidad del monzón sudamericano (Bradley, Vuille, Hardy, & Thompson, 2003; Hoffmann et al., 2003; Vuille, 2003; Vuille et al., 2012). Más tarde, Thompson et al., (2013), relaciona los datos de isotopía a la variabilidad de la temperatura de superficie del mar (TSM) en el pacífico tropical central.

Apaéstegui et al., (2018), analizó cuatro espeleotemas del sistema cárstico Umajalanta – Chiflonkhakha, en Bolivia, la cual se realizó un composite de los datos nos brinda

información de señal isotópica de los últimos 1400 años y tiene una resolución temporal de ~3 años asociada al incremento y disminución de los regímenes de la intensidad del monzón sudamericano y posibles fuentes alternas de precipitación asociada a un periodo climático global enunciado como la Anomalía Climática Medieval.

**Cuadro 3:** Cuadro informativos de los registros paleoclimáticos a nivel regional.

Ubicación	Autor	Coordenadas	Tipo de proxy	DOI
Brasil	Taylor, 2010	24.58°S, 48.58°W	Espeleotema	10.5194/cp-8-1309-2012.
Brasil	Novello et al., 2016	15°12'20"S, 56°48'41"W	Espeleotema	10.1038/srep24762.
Bolivia	Apaéstegui et al., 2018	18.12°S, 65.77°W	Espeleotema	10.1016/j.epsl.2018.04.048.
Bolivia - Chile	Morales et al., 2012	17°15'S– 21°41'S, 66°37'W– 69°33'W	Anillos de árboles	10.5194/cp-8-653-2012.
Perú	Thompson et al., 2013	13.93°S, 70.83°W	Testigo de hielo	10.1126/science.1234210.

#### ***4.4. Método del Vector Regional***

El método del vector regional (MVR), es un método de cálculo orientado a tres cálculos definidos: La crítica de datos, la homogenización y la extensión – completación de datos de precipitación.

La idea básica del MVR es elaborar una estación ficticia, el cual es el promedio de las estaciones a estudiar, con esta estación se comparan cada una de las estaciones de la

zona. Es decir, las estaciones que se encuentran en una misma zona climática tendrán el mismo régimen pluvial con una mínima variación aleatoria cada año debida a la repartición de las lluvias dentro de la zona (Vauchel P., 1991).

El MVR emplea para el cálculo de esta estación “Vector”, el concepto de Precipitación Media Extendida al periodo de trabajo, *“descartando los problemas de peso de estaciones más lluviosas sobre las menos lluviosas (como ocurriría con un promedio simple) y la existencia de datos faltantes o diferentes periodos de funcionamiento (que calcularían promedios alterados en caso de tener solamente años húmedos o solamente años secos de determinada estación) como ocurriría al obtener valores estandarizados o centrados reducidos de lluvias”* (Vauchel P., 1991).

Teniendo en cuenta estos conceptos, se utiliza el método de Mínimos Cuadrados para encontrar los Índices Pluviométricos Regionales Anuales “Zi” y la Precipitación Media Extendida “Pj”. Esto se logra al minimizar la sumatoria de la expresión (1) (G. Hiez, 1977; Y. Brunet Moret, 1979).

$$\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M \left( \frac{P_{ij}}{P_j} - Z_i \right) \quad (29)$$

Donde i es el índice de año, j el índice de estación, N el número de años y M el número de estaciones.

Pij es la precipitación anual en la estación j en el año i, Pj es la precipitación media extendida al periodo de N años y finalmente Zi es el índice pluviométrico regional del año i.

HYDRACCESS (paquete computacional), ejecuta el MVR y brinda información diversa en hojas de cálculo Microsoft Excel. La determinación de la calidad de una estación, está en función de diferentes parámetros calculados; los parámetros más importantes que dan una buena idea del comportamiento de una estación son:

(a) *“La Desviación Estandar de los Desvíos (D.E.D), compara la desviación de una estación respecto al vector, un valor fuerte indica desviaciones fuertes.”* (G. Hiez, 1977; Y. Brunet Moret, 1979).

(b) *“Correlaciona los valores entre la estación y el vector, si la zona es homogénea climáticamente, los valores serán cercanos entre sí, si un valor es sensiblemente más bajo que el promedio de la zona, entonces la estación tiene fuerte probabilidad de tener errores o que se encuentre en el margen de la zona.”* (G. Hiez, 1977; Y. Brunet Moret, 1979).

#### **4.5. Modelo de HYSPLIT**

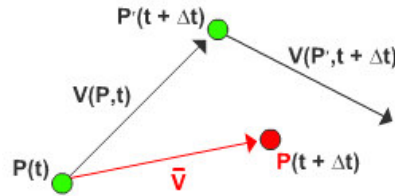
El modelo HYSPLIT (Del Inglés Trayectoria Integrada Lagrangiana de Partículas Híbridas) es uno de los modelos de dispersión y transporte atmosférico más frecuentemente utilizados en la investigación a gran escala. Fue desarrollado por el Air Resources Laboratory (ARL) de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) y se ha actualizado en abril de 2001 como un esfuerzo conjunto entre la NOAA y la Oficina de Meteorología de Australia. El modelo presenta un modelo de trayectoria que calcula trayectorias simples y un modelo de concentración que simula la dispersión y disposición complejas de contaminantes. (R. Draxler, 2009; R. R. Draxler & Hess, 1998).

##### **4.5.1. Método Computacional de las trayectorias**

El modelo asume que la partícula está siguiendo pasivamente el viento, por lo que el cálculo de las trayectorias es solo la integración del vector de posición de las partículas en el espacio y el tiempo. Una trayectoria se calcula a partir de la integración en el tiempo del vector tridimensional P (Ki, 2006),

$$dP / dt = V(x, y, z, t) \quad (29)$$

Donde  $V$  es el vector de velocidad horizontal el cual es infinitesimalmente pequeño en espacio y tiempo. La ecuación se puede resolver numéricamente mediante el método mejorado de Euler-Cauchy,



**Figura 15.** Método de cálculo de trayectorias del modelo de trayectoria de HYSPLIT.

$$P'(t + \Delta t) = P(t) + V(P, t)\Delta t \quad (\text{Primera posible posición}) \quad (30)$$

$$P(t + \Delta t) = P(t) + 0.5 [V(P, t)\Delta t + V(P', t + \Delta t)\Delta t] \quad (\text{Posición Final}) \quad (31)$$

En otras palabras, una posición de la primera posible posición  $P'(t + \Delta t)$  se calcula usando el vector de viento en el punto inicial  $P(t)$ , y luego la posición final  $P(t + \Delta t)$  se calcula mediante el vector de velocidad  $V$ , que es el promedio del vector de viento en la posición inicial  $P(t)$  y la posición de primera posición  $P'(t + \Delta t)$ . Los métodos de integración de orden superior se consideraron y luego se rechazaron porque no proporcionarán mayor precisión siempre que los vectores de viento se interpolen linealmente a partir de los valores en los puntos de cuadrícula y períodos de tiempo adyacentes. (Ki, 2006).

El paso de tiempo de integración ( $\Delta t$ ) puede ser fijo o determinado por la relación de estabilidad, que define la fracción de una celda de cuadrícula que una partícula o trayectoria puede transitar dentro de un paso de tiempo. Significa que el paso de tiempo puede variar durante la simulación de 1 minuto a 1 hora si se usa la relación de estabilidad como criterio de selección, dependiendo de la siguiente relación,

$$V_{\max}\Delta t < \text{Relación de estabilidad (en unidades de cuadrícula)} \quad (32)$$



Donde  $V_{max}$  es la velocidad máxima de transporte de partículas durante la hora anterior. Los campos meteorológicos en forma de cuadrícula se vuelven a mapear en un sistema de coordenadas verticales que sigue el terreno interno definido por,

$$\sigma = (Z_{top} - Z_{msl}) / (Z_{top} - Z_{gl}) \quad (33)$$

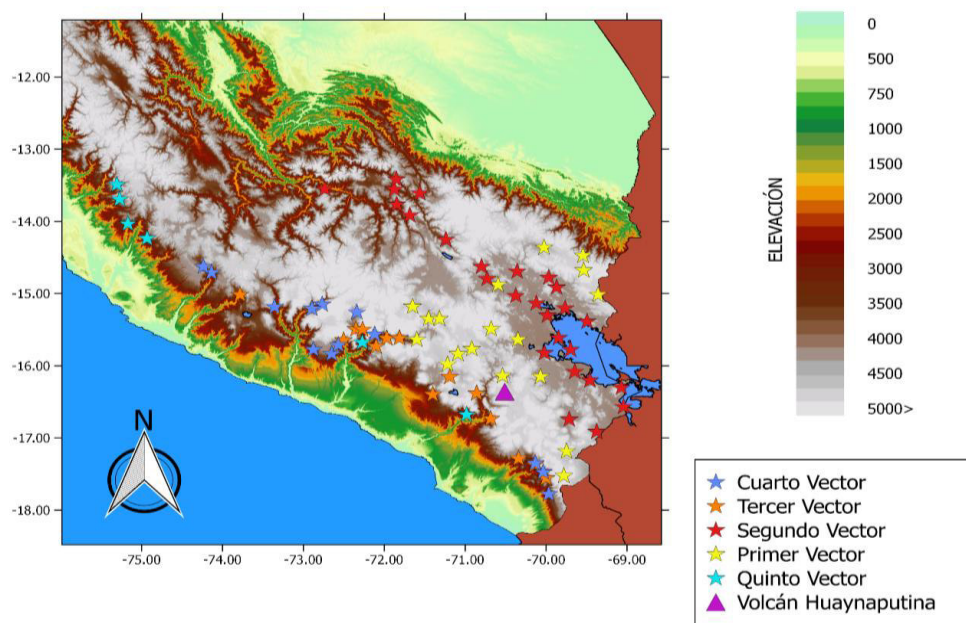
Donde  $Z_{top}$  es la parte superior del sistema de coordenadas del modelo de trayectoria,  $Z_{msl}$  es la altura del nivel de tierra de coordenadas internas y  $Z_{gl}$  es la altura del nivel del suelo. El cálculo de trayectorias finaliza una vez que las trayectorias exceden la parte superior del modelo definido en la configuración del modelo, pero las trayectorias permanecen en la superficie si se cruzan con el suelo. (R. Draxler, 2009; R. R. Draxler & Hess, 1998).

## V. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 5.1. *Análisis de datos instrumentales*

Como una forma de comprender mejor el clima local se utilizó el método del vector regional (Vauchel, P., 1991) para caracterizar el régimen pluviométrico anual del área de estudio (Figura 14). Para este objetivo, se utilizaron 33 estaciones meteorológicas operadas por el SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología) para el periodo de 1964 – 2013.

Al realizar el análisis correspondiente y las iteraciones respectivas, se encontraron 5 vectores regionales que agrupan estaciones con precipitaciones de régimen anual similar. Los vectores fueron nombrados con números correlativos y se presentan espacialmente en la Figura 16. De la misma manera, los detalles de los vectores encontrados, tales como la precipitación promedio anual, altitud promedio y el número de estaciones que conforman cada vector se presentan en el cuadro 4.



**Figura 16:** Estaciones pluviométricas agrupadas en vectores regionales cercanas al volcán Huaynaputina. Fuente: Elaboración propia.

**Cuadro 4:** *Clasificación y características de los vectores regionales en la zona sur de Perú.*

Vectores Regionales	Precipitación Promedio Anual (mm/año)	Altura Promedia (msnm)	Número de estaciones
1er vector regional	599.61	4130	19
2do vector regional	745.15	3713	26
3er vector regional	282.44	3360	18
4to vector regional	292.63	3112	13
5to vector regional	220.82	2653	6

El agrupamiento de las estaciones meteorológicas mediante el método del vector regional permite analizar el comportamiento pluviométrico anual del clima local de la zona sur del Perú. Cada vector contiene estaciones que pertenecen a una misma zona con características similares de precipitación y clima. No obstante, se han encontrado algunas estaciones que diferencian su régimen anual respecto a las demás estaciones del mismo vector, las cuales no son consideradas en este análisis. Estos resultados ayudan a caracterizar los regímenes de lluvias locales que serían afectados por la posible influencia directa de los flujos piroclásticos emitidos por el volcán Huaynaputina.

### **5.1. Análisis de trayectorias de vientos a 850 hPa y 200 hPa**

Para entender la posible dispersión de los materiales piroclásticos de la erupción del volcán Huaynaputina, se utilizó como herramienta el modelamiento de las trayectorias de vientos en la atmósfera. En ese sentido, el modelo *HYSPLIT* descrito anteriormente en el manuscrito, permite entender la dispersión de las partículas a distintos niveles de la atmósfera.

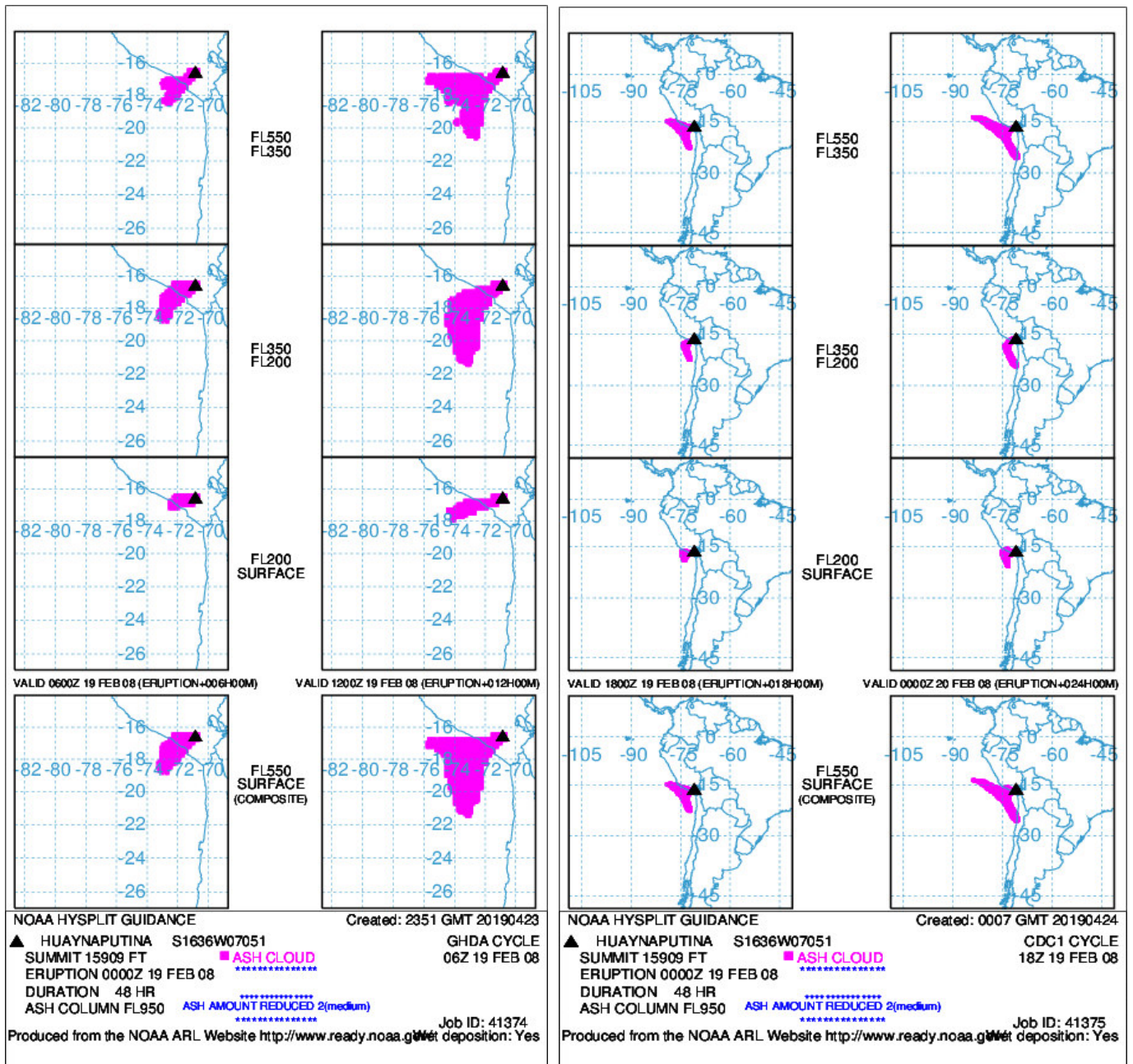
A través de la interfaz del modelo HYSPLIT, es posible acceder a otros experimentos de dispersión de material particulado en la atmósfera proveniente de las principales erupciones volcánicas globales ([https://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT\\_ash.php](https://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT_ash.php)). En tal sentido, es posible encontrar la erupción del volcán Huaynaputina con sus principales características de la pluma volcánica, y usando una base de datos representativa de los vientos regionales se puede graficar el desplazamiento de las partículas como se muestra en la Figura 17.

Se utilizaron dos bases de datos: GDAS (Global Data Assimilation System) y Reanálisis (NCEP - NCAR) para la generación de las trayectorias de vientos para el mes de la erupción del volcán Huaynaputina (febrero), debido a que no se cuenta con datos del año 1600, se optó por usar un año en común para ambas bases de datos (2008), considerando 48 horas de corrida para el modelo, con una altura aproximada de 28 km para la pluma volcánica.

Se observa que las trayectorias de las partículas durante la erupción simulada del volcán Huaynaputina tienen un desplazamiento hacia el suroeste en dirección al Océano Pacífico y norte de Chile. Tal como se observa en la Figura 17.

(A)

(B)



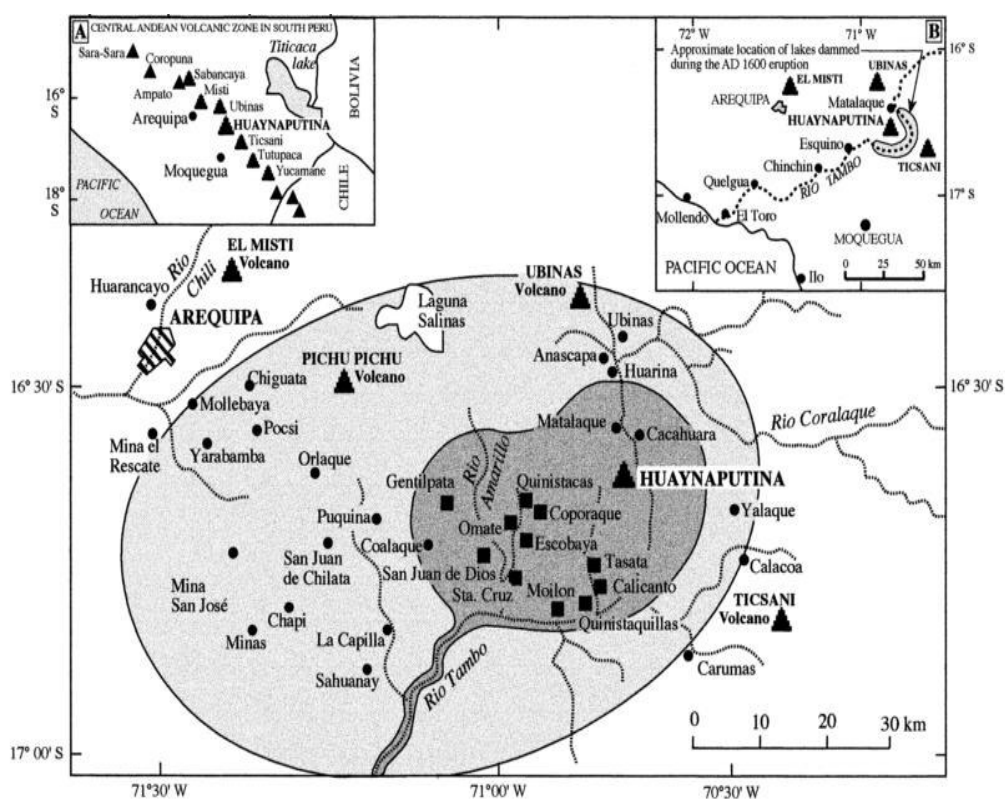
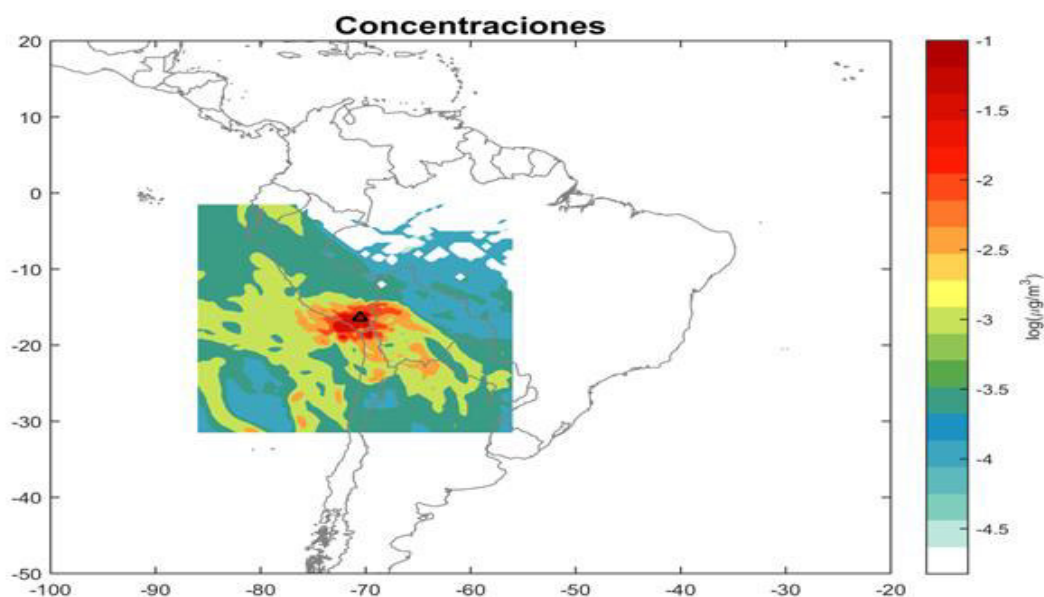
**Figura 17:** La figura A se observa las trayectorias de partículas utilizando la base de datos de GDAS con una resolución de 0.5°. La figura B, trayectorias de partículas graficado por el interfaz del modelo HYSPLIT, utilizando datos de Reanálisis (NCEP - NCAR) con una resolución de 2.5° para el año 19/02/2008. Fuente: Elaboración propia.

Para efecto de la simulación, se considera en el modelo el tiempo de erupción y la altura de la pluma de cenizas del volcán en pies. Entre los resultados llama la atención el transporte preferencial de los vientos y el material particulado hacia el suroeste.

De manera complementaria se modelaron las concentraciones de gases y material particulado utilizando otras bases de datos climáticos, tal es el caso de datos de Reanálisis (NCAR – NCEP) para una altura de 1500 msnm (500 hPa), realizándose una composición de trayectorias preferenciales para los meses de verano desde el año 1949 – 2010; tal y como se muestra en la Figura 18. Esta figura, nos permite observar la dispersión de la pluma y los gases del volcán, las cuales tienden a desplazarse hacia el oeste del volcán Huaynaputina con una concentración de  $0.1 \text{ ug/m}^3$ .

No obstante, estas concentraciones también afectan el norte de Chile, cubriendo gran parte de Bolivia con una concentración de  $0.01 \text{ ug/m}^3$  y  $0.001 \text{ ug/m}^3$  respectivamente, así como el norte de Argentina y oeste de Paraguay con concentraciones de  $0.0001 \text{ ug/m}^3$  (Figura 18). Este resultado es consistente con las observaciones de Thouret et al., (2002), en donde a través del análisis de tefras y registros sedimentarios se determinan las principales zonas de impacto a nivel local por la expulsión piroclastos.

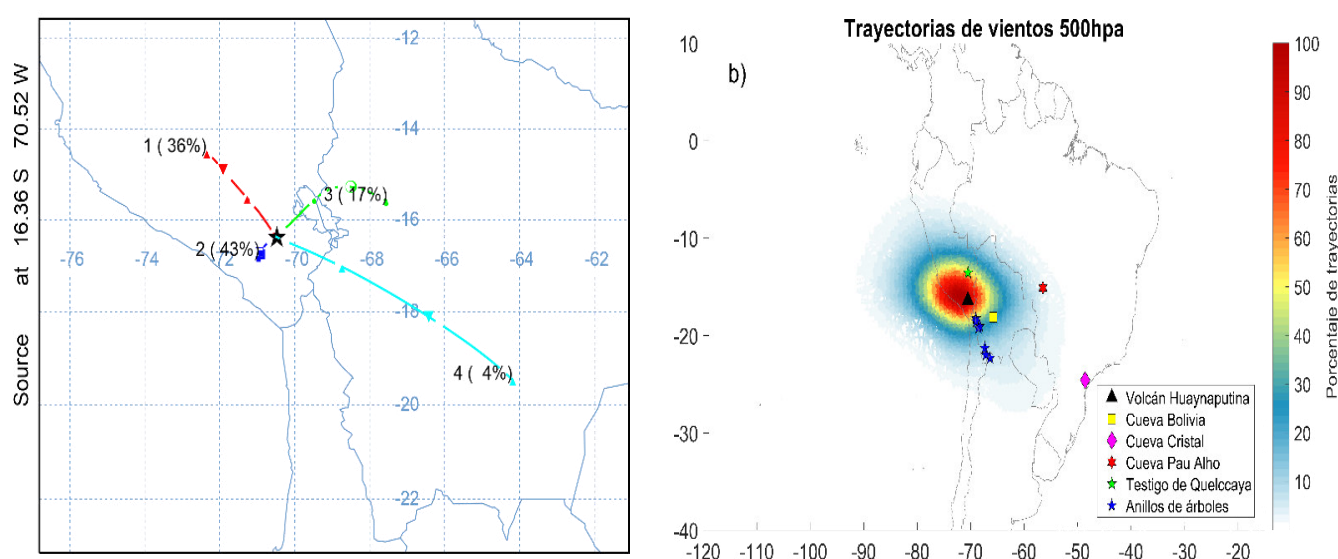




**Figura 18:** Comparación de concentraciones de gases de  $\text{SO}_4$  a 500 hPa, utilizando datos de NCEP-NCAR desde el año 1949 – 2010 modeladas con HYSPLIT entre las observaciones realizadas por Thouret et al., 2002.

Si bien es cierto, es posible entender la dispersión de partículas en la atmósfera con los modelos descritos, estos se limitan en su extensión y duración, por lo que se considera pertinente hacer un análisis a mayor detalle de las trayectorias preferenciales de los vientos a fin de comprender desde otra perspectiva las zonas de impacto debido a la erupción volcánica.

Para mejor detalle de las trayectorias de las partículas, se realizó una composición de vientos desde el año 1979 – 2000 para los meses de verano, utilizando datos de era-interim a pasos diarios para el cálculo de las trayectorias a 500 hPa y 200 hPa.



**Figura 19.** (A) Principales Trayectorias en porcentajes de vientos a 500 hpa, modeladas por HYSPLIT para el periodo de 1979-2000; (B) Frecuencias acumuladas de vientos representando la pluma de dispersión de material particulado, a partir de HYSPLIT para el periodo de 1979-2000. Fuente: Elaboración propia.

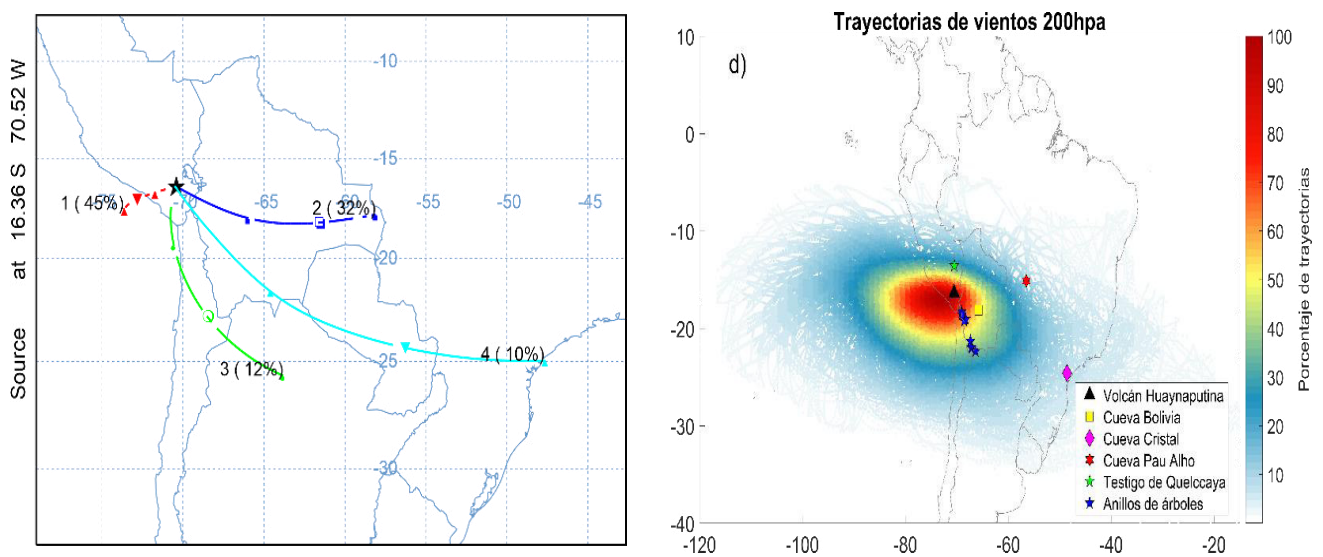
Del análisis de composición realizado, se agruparon los principales patrones de vientos en *clústeres*, a través del agrupamiento de trayectorias que tienen misma la dirección de desplazamiento por punto de grilla. En este sentido, para la generación del clúster a nivel de 500 hPa, se utilizaron 2200 trayectorias de vientos (Figura 19B), mientras que para la generación del cluster a 200 hPa se utilizaron 1150 trayectorias de vientos desde el punto de fuente inicial (Figura 20B) (volcán Huaynaputina).

La diferencia de trayectorias entre los niveles de 500 hPa y 200 hPa puede explicarse a la ausencia de datos disponibles para altos niveles de presión de la atmósfera, quizás



asociado a la topografía (Cordillera de los Andes) a la cual se encuentra localizado el punto de estudio (Volcán Huaynaputina – 4800 msnm).

A nivel de 500 hPa (figura 19a, 19b) se observa una fuerte tendencia de los vientos del este, el cual desplazó piedra pómez de la erupción volcánica (Adams et al., 2001) con una frecuencia del 36% de las trayectorias de los vientos hacia el norte del volcán Huaynaputina, un 43% de las cenizas residieron al oeste del punto de referencia, el 17% de las trayectorias se dirigió hacia el noreste en dirección hacia el oeste de Bolivia y el 4% de los piroclásticos se desplazó hacia el sur de Bolivia.



**Figura 20.** (A) Principales Trayectorias en porcentajes de vientos a 200 hpa, modeladas por HYSPLIT para el periodo de 1979-2000; (B) Frecuencias acumuladas de vientos representando la pluma de dispersión de material particulado, a partir de HYSPLIT para el periodo de 1979-2000. Fuente: Elaboración propia.

Por otro lado, se observa que a 200 hPa (Figura 20c, 20d) los vientos se desplazaron hacia el oeste del volcán Huaynaputina en dirección del océano Pacífico con una frecuencia del 45% de las trayectorias de los vientos, un 12% de las trayectorias se desplazaron hacia el norte de Chile como también al norte de Argentina, un 10% de las trayectorias de vientos se dirigieron hacia el sur de Bolivia, desplazándose hacia la región de Paraguay con dirección al sudeste de Brasil y un 32% de las trayectorias de vientos se desplazaron hacia el este de la región de Bolivia.

Este análisis permite observar las probables zonas donde se desplazaría el material piroclástico emitido durante la erupción del volcán Huaynaputina, el cual servirá como referencia para los análisis de los registros paleoclimáticos.

## **5.2. *Análisis de los registros paleoclimáticos***

Con la finalidad de observar la influencia del volcán Huaynaputina en el clima regional, se analizaron los principales registros que se encuentran en la pluma de influencia de la erupción volcánica determinada en el análisis de vientos realizado en el ítem anterior. Se determinó que existen 5 registros paleoclimáticos en el área de interés (Bolivia, Perú y Brasil), 3 reconstrucciones basadas en espeleotemas, 1 en un testigo de hielo y 1 basado en anillos de árboles.

El análisis de los registros de espeleotemas y testigo de hielo se basa en la interpretación del isótopo de Oxígeno 18( $\delta^{18}\text{O}$ ), el cual es un trazador geoquímico que brinda información asociada al incremento o disminución de la actividad del Monzón Sudamericano, esta interpretación ha sido validada por diversos estudios a nivel regional (Bird et al., 2011; Kanner et al., 2012; Vuille et al., 2012, Apaéstegui et al., 2014; Novello et al., 2015; Apaéstegui et al., 2018). Por otra parte, la reconstrucción basada en los anillos de árboles permite determinar regímenes de precipitación para el periodo de interés en la región occidental del Altiplano (Morales et al., 2012).

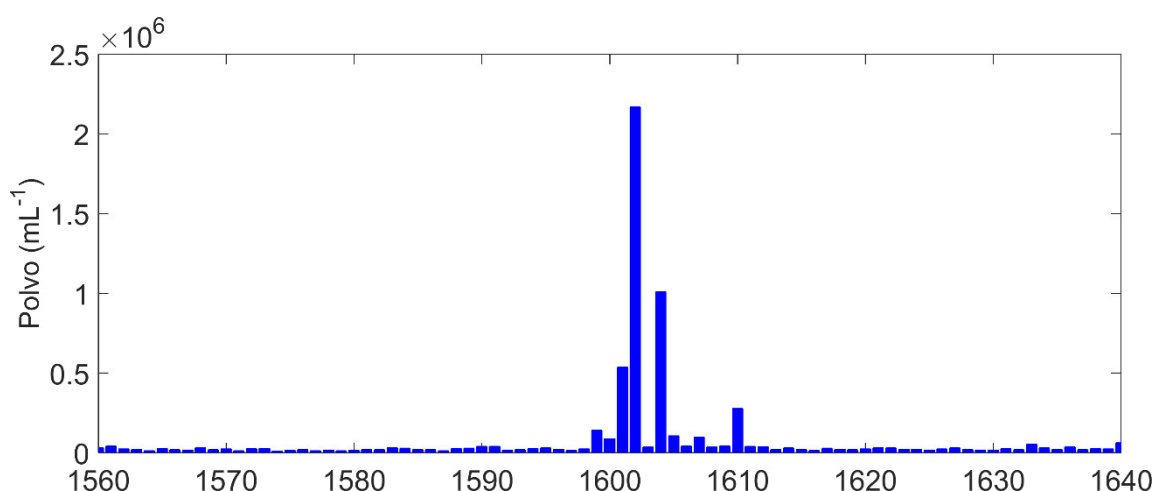
Debido a la gran variabilidad de la señal isotópica en las matrices de estudio (espeleotemas, hielo y árboles) los registros de la señal geoquímica fueron estandarizados con respecto a sus parámetros de distribución normal (Media y desviación estándar), esto para realizar una respectiva comparación en un período o ventana temporal de +/- 40 años con referencia a la ocurrencia de la erupción volcánica.

El objetivo es observar el impacto del volcán Huaynaputina y la posible persistencia del mismo en los registros paleoclimáticos considerando las incertidumbres en las dataciones asociadas a las reconstrucciones paleoambientales. La descripción del comportamiento de las series ambientales se orienta en una escala más conservadora que considera los errores analíticos de las dataciones y se concentra en el periodo de

1600 +/-5 años, ya que la literatura científica describe que las erupciones volcánicas pueden tener una duración en la atmósfera entre 1 ~ 3 años aproximadamente.

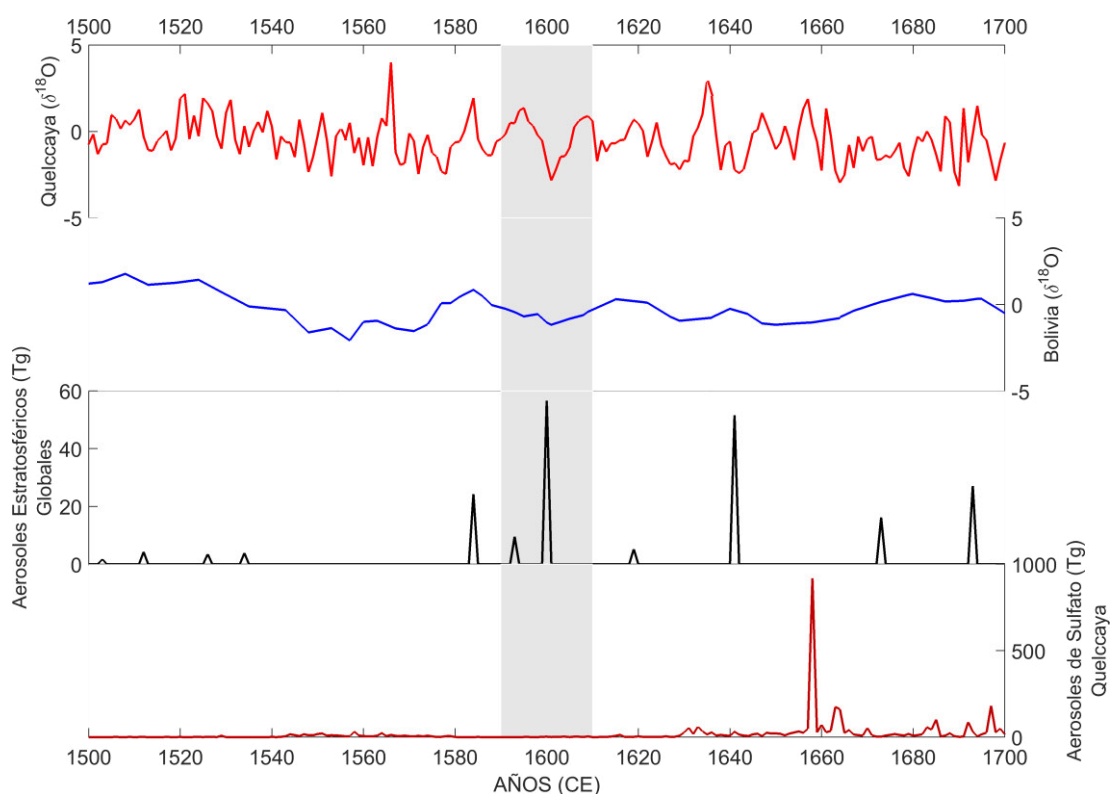
El registro más próximo al volcán es el testigo de hielo de Quelccaya. Dicho registro es considerado el principal indicador de la erupción del volcán Huaynaputina debido a que presenta como evidencia de la erupción del volcán, la presencia de cenizas emitidas por la erupción como se muestra en la Figura 21 con un pico en volumen de cenizas precipitadas de la erupción con un tamaño de 0.6 a 20  $\mu\text{m}$  de diámetro para el año 1602. Coincidentemente a lo encontrado en el análisis de trayectorias, la mayor cantidad de frecuencias de trayectorias de vientos se concentra en la región norte del volcán como se observa en las Figuras 19 y 20.

En la Figura 22, el registro de testigo de hielo Quelccaya para el intervalo de tiempo establecido, la serie temporal de la señal isotópica presenta valor isotópico de -16.42‰ VSMOW para el año 1595. Sin embargo, esta señal ( $\delta^{18}\text{O}$ ) sufre una tendencia negativa con mayor fraccionamiento para el año 1601 mostrando un valor de -20.87‰, tan solo un año después de la erupción volcánica. Esta señal se enriquece para los años posteriores con valores de -18.86‰ aproximadamente para el año 1605. A modo de interpretar las señales isotópicas en el glaciar de Quelccaya, el mayor fraccionamiento o valores más negativos de la señal isotópica, se asocian a periodos de mayor intensidad del Monzón Sudamericano que puede interpretarse como periodos más lluviosos o más húmedos en la región.



**Figura 21.** A) Depósito de cenizas en el testigo de hielo de Quelccaya. Fuente: Elaboración propia.

Para el espeleotema de Bolivia la señal isotópica ( $\delta^{18}\text{O}$ ) tiene un comportamiento similar al testigo de hielo, donde se observa un empobrecimiento en la señal isotópica para un año después de la erupción del volcán Huaynaputina, mostrando valores en el orden de  $-10.25\text{‰}$ . Sin embargo, la señal isotópica vuelve a enriquecerse para años posteriores llegando hasta valores isotópicos de  $-10.07\text{‰}$  para el año 1605. Dichas variaciones, pueden interpretarse como una intensificación del monzón sudamericano (periodos lluviosos y/o más humedad en la región) para los años inmediatos a la erupción volcánica, tal y como ocurre en el glacial de Quelccaya.

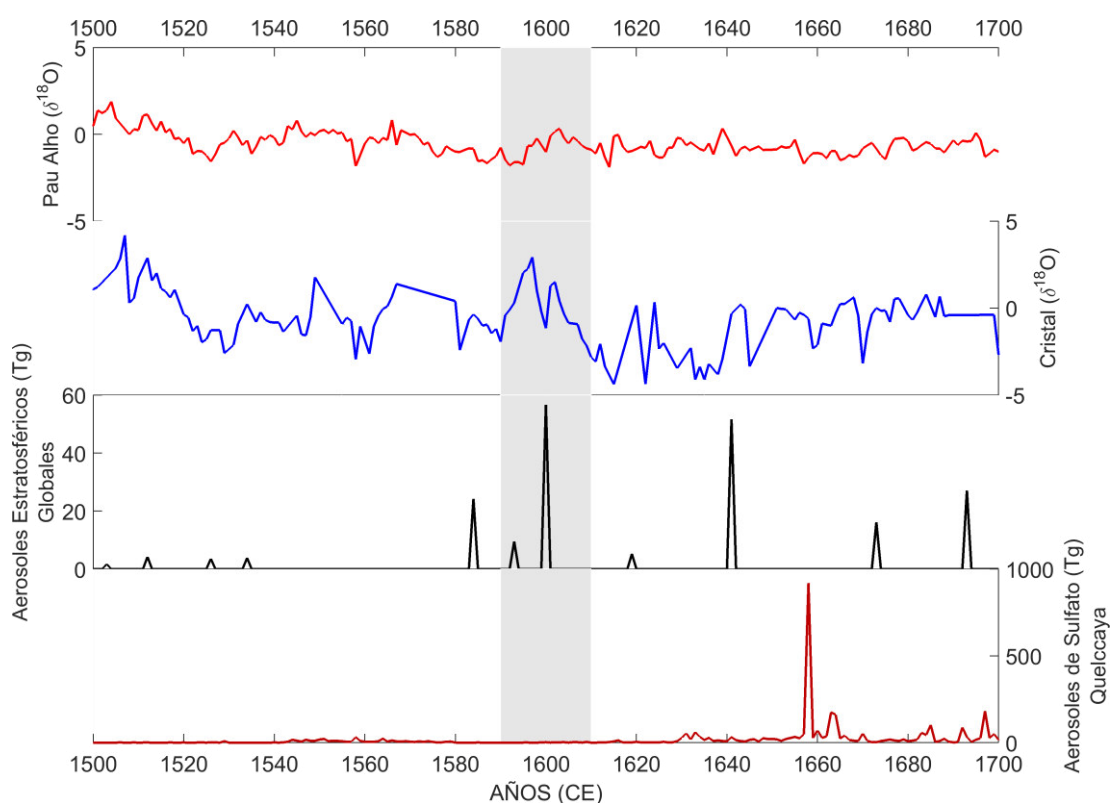


**Figura 22.** Registros paleoclimáticos estandarizados provenientes de testigo de hielo, espeleotema (Quelccaya y Bolivia, respectivamente). Fuente: Elaboración propia.

En la Figura 23, para el registro de Pau Alho, el intervalo de tiempo establecido la señal isotópica presenta valores en el orden de  $-7.05\text{‰}$  para el año 1595. No obstante, la señal geoquímica muestra un enriquecimiento gradual para los años 1600 y 1601 con valores de  $-6.67\text{‰}$  y  $-6.19\text{‰}$  respectivamente. Sin embargo, la señal isotópica vuelve a enriquecerse con valores positivos de  $-5.96\text{‰}$  aproximadamente para el año 1605.

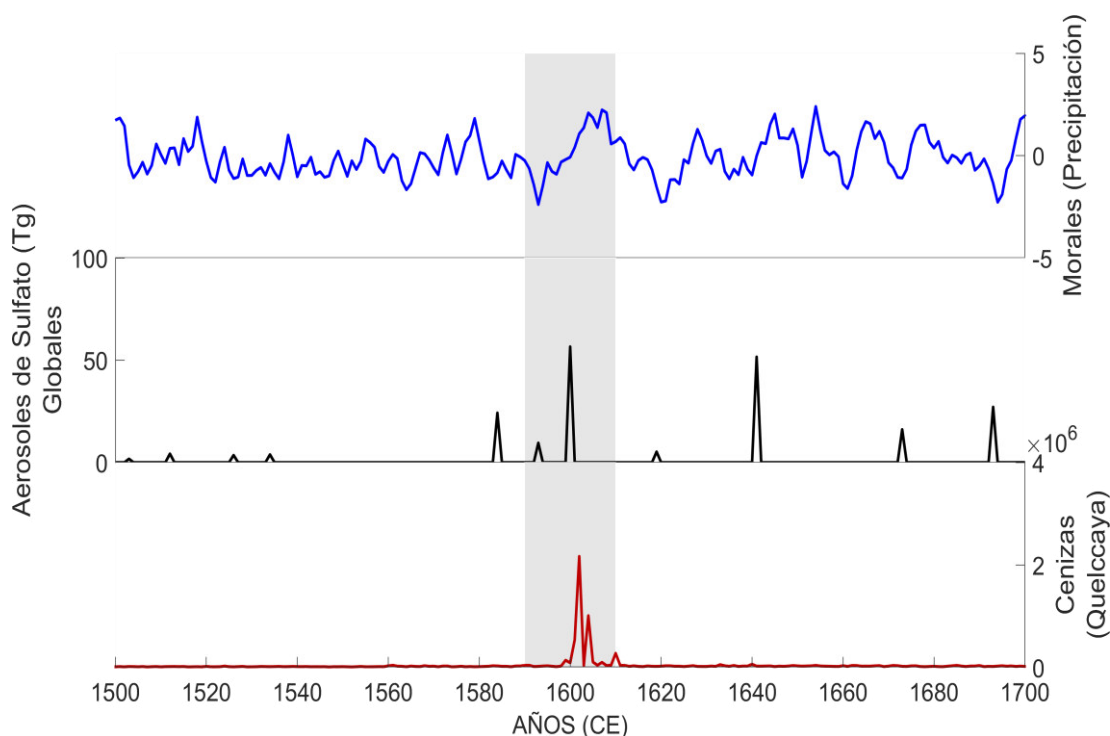
Para el registro de Cristal, las variaciones isotópicas tienen la misma variabilidad que el registro de Pau Alho para años posteriores de la erupción del volcán Huaynaputina. En tal sentido, es notorio que para el año 1595 la señal isotópica presenta un valor isotópico de -4.12‰, dicha medida cambia luego de la erupción del volcán Huaynaputina con una tendencia de empobrecimiento isotópico hacia un valor de -5.91‰ para el año 1600. La señal isotópica vuelve a enriquecerse para los años posteriores con valores de -4.55‰ y -4.43‰ para los años de 1601 y 1602 respectivamente.

Tanto para el espeleotema de Pau Alho y Cristal se presentan valores isotópicos enriquecidos en los años posteriores a la erupción volcánica, lo que infiere una disminución de la intensidad del monzón sudamericano (periodos menos lluviosos y/o menos humedad en la región).



**Figura 23.** Registros paleoclimáticos estandarizados provenientes de espeleotemas (Pau Alho y Cristal, respectivamente). Fuente: Elaboración propia.

En la Figura 24, el registro basado en anillos de árboles, muestra regímenes de precipitación de la región del Altiplano para el periodo correspondiente a 1600 +/- 5 años, donde se observa que para el siglo 16 está caracterizado por condiciones secas, sin embargo, estas condiciones fueron interrumpidas por un periodo remarcable de precipitaciones en la primera década del siglo 17. (Morales et al., 2012).



**Figura 24.** Registros paleoclimáticos estandarizados provenientes de espeleotemas (Pau Alho y Cristal, respectivamente). Fuente: Elaboración propia.

El efecto de la erupción se observa después de un año de la ocurrencia del evento. Esto puede deberse a que la profundidad óptica de la nube de aerosol alcanza su máximo alrededor de 6 meses después de la erupción debido al tiempo requerido para convertir el gas  $\text{SO}_2$  en aerosoles de ácido sulfúrico del tamaño adecuado para interactuar eficientemente con la radiación solar y de onda larga.

Al ocurrir una erupción volcánica en los meses de verano (DEF), se infiere que, este forzamiento natural condicionaría las lluvias tropicales sobre el continente. Este efecto sería evidente principalmente para los registros cercanos al volcán Huaynaputina. En tal sentido, se observa para los testigos de hielo de Quelccaya, y el espeleotema de Bolivia, un empobrecimiento de la señal isotópica ( $\delta^{18}\text{O}$ ) alcanzando valores de -20.87‰ y -10.25‰ respectivamente. Dichos valores se observan en una ventana temporal que corresponde un año después de la erupción del volcán. Esto infiere un

incremento en la señal isotópica asociada a la actividad del Monzón Sudamericano, lo que implica mayor presencia de lluvias y/o disminución de temperatura en el continente. No obstante, para los registros más distales del volcán, como los obtenidos de Pau de Alho y La Caverna Cristal, se observa un comportamiento antifásico, con enriquecimiento isotópico a valores de  $-4.55\text{‰}$  y  $-6.67\text{‰}$ . Esto implica una reducción en la intensidad de las precipitaciones que llegaron a las zonas de estudio mencionadas, lo que sugiere una interrupción en el camino de la actividad Monzónica y que es evidenciado por los proxies en el camino de la humedad continental.

Teniendo como condiciones atmosféricas para el año 1601, que corresponde al contexto de la Pequeña Edad de Hielo (PEH), se ha evidenciado un desplazamiento latitudinal al sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y por consiguiente la intensificación del Monzón Sudamericano (Reuter et al; 2008; Vuille et al., 2013; Bird et al., 2011; Kanner et al; 2013; Apaéstegui et al., 2014, 2018; Novello et al; 2012; 2015).

Las condiciones atmosféricas inferidas para este periodo de tiempo sugieren una predominancia de flujos de humedad provenientes del Atlántico norte, disponible por la migración al sur de la ZCIT. Estos flujos son conducidos en dirección sureste a bajos niveles atmosféricos (950 hPa) por la cordillera de los Andes. Esta característica del sistema monzónico es bien conocida como el Chorro e Bajos Niveles en la región de Sudamérica.

Debido a la ocurrencia de la erupción volcánica, se debió generar una nube de cenizas para la región sur de la cordillera. La presencia de esta nube volcánica surge como un forzamiento natural produciendo un enfriamiento en la baja atmósfera para las regiones que se encuentran circunscritas en el área cercana al volcán Huaynaputina.

El efecto de la disminución de temperatura local representa la obstrucción de los procesos asociados a la liberación de calor latente en la alta atmósfera y, por lo tanto, representaría una disminución de la convección local. No obstante, este efecto no es evidenciado en los registros paleoclimáticos próximos al volcán, los cuales se encuentran asociados al fraccionamiento isotópico en el camino de las nubes previo al área de estudio (*Degree of rainfall upstream*, Bird et al., 2011; Apaéstegui et al., 2014; Ampuero 2016).

No obstante, la disminución de los flujos de humedad referidos a la influencia local de la erupción volcánica en las precipitaciones, se ve reflejada en el camino de las nubes aguas debajo del volcán. Es decir, en dirección al sureste de Sudamérica siguiendo el camino de los flujos de humedad posteriores al paso del volcán, se evidencia un enriquecimiento del oxígeno 18 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) que representa la disminución en la intensidad del monzón Sudamericano y que se observa en los registros ubicados en Cristal y Pau Alho. En otras palabras, es difícil explicar los efectos locales en relación a los impactos del volcán considerando que la interpretación de la señal isotópica se encuentra asociada a procesos regionales. Por otro lado, la interpretación regional, nos permite decir que el impacto del volcán considera una reducción en la intensidad del Monzón sudamericano, aguas debajo de la localización del volcán y que no es posible comprender los impactos aguas arriba del mismo.

Con respecto al proxy de anillos de árboles analizados en el presente trabajo se puede inferir que la región oeste del Altiplano experimenta un incremento en las precipitaciones en los años posteriores a la erupción del volcán. No obstante, es necesario mencionar que el proxy estudiado se interpreta de manera contundente con las precipitaciones locales en la región de estudio (Altiplano, Morales et al., 2013) Este comportamiento podría estar asociado a la disminución de la intensidad del monzón sudamericano, como ha sido evidenciado en los registros previamente discutidos, que en consecuencia forzaría una disminución y migración al sureste del alta de Bolivia (Lenters & Cook, 1999). Dicha condición proporciona condiciones favorables para el ingreso de los flujos de humedad provenientes del océano pacífico para el Altiplano produciendo precipitaciones presentes en la primera década del siglo 17 descritas a través del análisis de anillos de árboles por Morales et al., (2012).



## VI. CONCLUSIONES

La erupción del volcán Huaynaputina ocurrida en el año 1600 fue una de las mayores erupciones volcánicas producidas en el hemisferio sur. Su efecto a nivel global se registró en varios artículos como se menciona anteriormente, sin embargo, estos estudios solo se centraron a nivel de hemisferio norte, por lo que en esta tesis se enfoca en el impacto de la región de Sudamérica. Además de ello, tuvo un efecto a nivel de hemisferio norte como lo registran artículos alrededor del mundo (S L de Silva & Zielinski, 1998; Fei et al., 2016; Fei & Zhou, 2009), en donde para el año 1601 fue el año más frío para ese continente. Donde se produjo una baja de temperatura del aire de aproximadamente de  $-1.5^{\circ}\text{C}$ , debido a teleconexiones atmosféricas.

A nivel local, no se cuenta con datos suficientes para observar la influencia de la erupción del volcán Huaynaputina, sin embargo, se infiere que, al haber ocurrido en los meses de verano, la atmósfera se debió de haber encontrado saturado de vapor de agua. Esta al entrar en contacto con los aerosoles de sulfato (partículas higroscópicas) permiten la formación de precipitaciones ácidas (Houze, 2014).

A nivel regional, se analizaron 5 registros paleoclimáticos para un intervalo de tiempo  $\pm 5$  años, donde se muestra que las matrices cercanas al volcán Huaynaputina (testigo de hielo y espeleotema de Bolivia) muestran un comportamiento bipolar con los registros ubicados en la región de Brasil. Este comportamiento se debe a que la erupción del volcán Huaynaputina provocó la disminución de los flujos de humedad provenientes del Atlántico Norte en dirección sureste de Sudamérica, como se observa en la señal isotópica de los registros (espeleotemas) ubicados en Brasil, los cuales tienen valores de  $\delta^{18}\text{O}$  enriquecidos (menor intensidad del monzón sudamericano), caso contrario se observa en los registros circunscritos al volcán Huaynaputina, los cuales tienen un empobrecimiento de la señal isotópica ( $\delta^{18}\text{O}$ ), infiriendo que una intensificación del monzón sudamericano. Por el efecto remoto de la interpretación de la señal isotópica.

Además de ello, esta anomalía en la circulación atmosférica ocasionada por la erupción del volcán Huaynaputina no permitió la generación de convección profunda en la región del Altiplano debido a la no liberación del calor latente, produciendo que no haya una intensificación y/o desplazamiento hacia el sureste de Sudamérica del alta de Bolivia. Como se estudia en Morales et al., 2012 quien analizó anillos de árboles

(*Polylepis tarapacana*) ubicados en la región de Chile y Bolivia, los cuales son un indicador para las precipitaciones de la región del Altiplano, y se demostró que para la primera década del siglo 17 hubo presencia de lluvias debido al ingreso de la humedad del océano Pacífico, más no producto del alta de Bolivia.

## **VII. RECOMENDACIONES**

- Para tener un mejor panorama de la influencia del volcán Huaynaputina es necesario tener mayores registros paleoclimáticos de resolución alta a nivel de Sudamérica para las variables de temperatura, vientos, entre otros. No solo ver efectos de esta erupción, sino también, analizar otras erupciones volcánicas del último milenio que pudieron tener efectos en Sudamérica.
- Además, se debe realizar un estudio de aerosoles de sulfato para los espeleotemas a estudiar, para observar si es un buen indicador del efecto de erupciones volcánicas. Como también, de elementos halógenos (Cl, Br), los cuales son buenos indicadores de la presencia de erupciones volcánicas.

## VIII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adams, N. K., De Silva, S. L., Self, S., Salas, G., Schubring, S., Permenter, J. L., & Arbesman, K. (2001a). The physical volcanology of the 1600 eruption of Huaynaputina, southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 62(8), 493–518.  
<https://doi.org/10.1007/s004450000105>
- Adams, N. K., De Silva, S. L., Self, S., Salas, G., Schubring, S., Permenter, J. L., & Arbesman, K. (2001b). The physical volcanology of the 1600 eruption of Huaynaputina, southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 62(8), 493–518.  
<https://doi.org/10.1007/s004450000105>
- Anschütz, H., Sinisalo, A., Isaksson, E., McConnell, J. R., Hamran, S. E., Bisiaux, M. M., ... Winther, J. G. (2011). Variation of accumulation rates over the last eight centuries on the East Antarctic Plateau derived from volcanic signals in ice cores. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*.  
<https://doi.org/10.1029/2011JD015753>
- Apaéstegui, J., Cruz, F. W., Vuille, M., Fohlmeister, J., Espinoza, J. C., Sifeddine, A., ... Edwards, R. L. (2018). Precipitation changes over the eastern Bolivian Andes inferred from speleothem ( $\delta^{18}\text{O}$ ) records for the last 1400 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 494, 124–134.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.048>
- Bobrowski, N., & Platt, U. (2007).  $\text{SO}_2/\text{BrO}$  ratios studied in five volcanic plumes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 166(3–4), 147–160.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.07.003>
- Bradley, R. S., Vuille, M., Hardy, D., & Thompson, L. G. (2003). Low latitude ice cores record Pacific sea surface temperatures. *Geophysical Research Letters*, 30(4), 2–5. <https://doi.org/10.1029/2002GL016546>
- Briffa, K. R., Schweingruber, F. H., Jones, P. D., Osborn, T. J., Shiyatov, S. G., & Vaganov, E. a. (1998). Reduced sensitivity of recent tree-growth to temperature at high northern latitudes. *Nature*, 391(6668), 678–682.  
<https://doi.org/10.1038/35596>

- Colose, C. M., LeGrande, A. N., & Vuille, M. (2016). The influence of volcanic eruptions on the climate of tropical South America during the last millennium in an isotope-enabled general circulation model. *Climate of the Past*, 12(4), 961–979. <https://doi.org/10.5194/cp-12-961-2016>
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4), 436–468. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v16i4.8993>
- de Silva, S L, & Zielinski, G. a. (1998). Global influence of the {AD1600} eruption of Huaynaputina, Peru. *Nature*, 393(6684), 455–458. <https://doi.org/10.1038/30948>
- de Silva, Shanaka, Alzueta, J., & Salas, G. (2000). The socioeconomic consequences of the A.D. 1600 eruption of Huaynaputina, southern Peru. *Special Paper 345: Volcanic Hazards and Disasters in Human Antiquity*, 15–24. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2345-0.15>
- De Silva, Shanaka L, & Zielinski, G. A. (1998). Global influence of the AD1600 eruption of Huaynaputina, Peru. *NATURE*, 393(4).
- De Silva, Sl, & Francis, P. (1990). Volc a'n~ Potentially active volcanoes of Peru - Observations using Landsat Thematic Mapper and Space Shuttle imagery. *Bull Volcanol*, 52, 286–301.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., ... Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Draxler, R. (2009). HYSPLIT4 User ' s Guide HYSPLIT4 USER ' s GUIDE, (October).
- Draxler, R. R., & Hess, G. D. (1998). An Overview of the HYSPLIT\_4 Modelling System for Trajectories, Dispersion, and Deposition. *Australian Meteorological Magazine*, 47(June 1997), 295–308.
- Fei, J., Zhang, D. D., & Lee, H. F. (2016). 1600 AD Huaynaputina Eruption ( Peru ), Abrupt Cooling , and Epidemics in China and Korea, 2016.
- Fei, J., & Zhou, J. (2009). The possible climatic impact in North China of the AD

- 1600 Huaynaputina eruption, Peru. *International Journal of Climatology*.  
<https://doi.org/10.1002/joc.1776>
- Frisia, S., Badertscher, S., Borsato, A., Susini, J., Goektuerk, O. M., Cheng, H., ... Fleitmann, D. (2008). The use of stalagmite geochemistry to detect past volcanic eruptions and their environmental impacts. *Pages News*, 16(3), 2–3.
- Gao, C., Robock, A., & Ammann, C. (2008). Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: An improved ice core-based index for climate models. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. <https://doi.org/10.1029/2008JD010239>
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3–4), 180–195. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>
- Garreaud, René, Vuille, M., & Clement, A. C. (2003). The climate of the Altiplano: Observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194(1–3), 5–22. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00269-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00269-4)
- Garreaud, RenéD. (2000). Intraseasonal Variability of Moisture and Rainfall over the South American Altiplano. *Monthly Weather Review*, 128, 3337–3346. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<3337:IVOMAR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<3337:IVOMAR>2.0.CO;2)
- Génova, M. (2012). Extreme pointer years in tree-ring records of Central Spain as evidence of climatic events and the eruption of the Huaynaputina Volcano (Peru, 1600 AD). *Climate of the Past*, 8(2), 751–764. <https://doi.org/10.5194/cp-8-751-2012>
- Hartmann, D. L. (2015). *Global physical climatology: Second Edition*. *Global Physical Climatology: Second Edition*. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-00030-0>
- Hoffmann, G., Ramirez, E., Taupin, J. D., Francou, B., Ribstein, P., Delmas, R., ... Werner, M. (2003). Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century. *Geophysical Research Letters*, 30(4), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2002GL014870>
- Ki, L. S. (2006). Backward Trajectory Analysis using NOAA HYSPLIT Model,

(July).

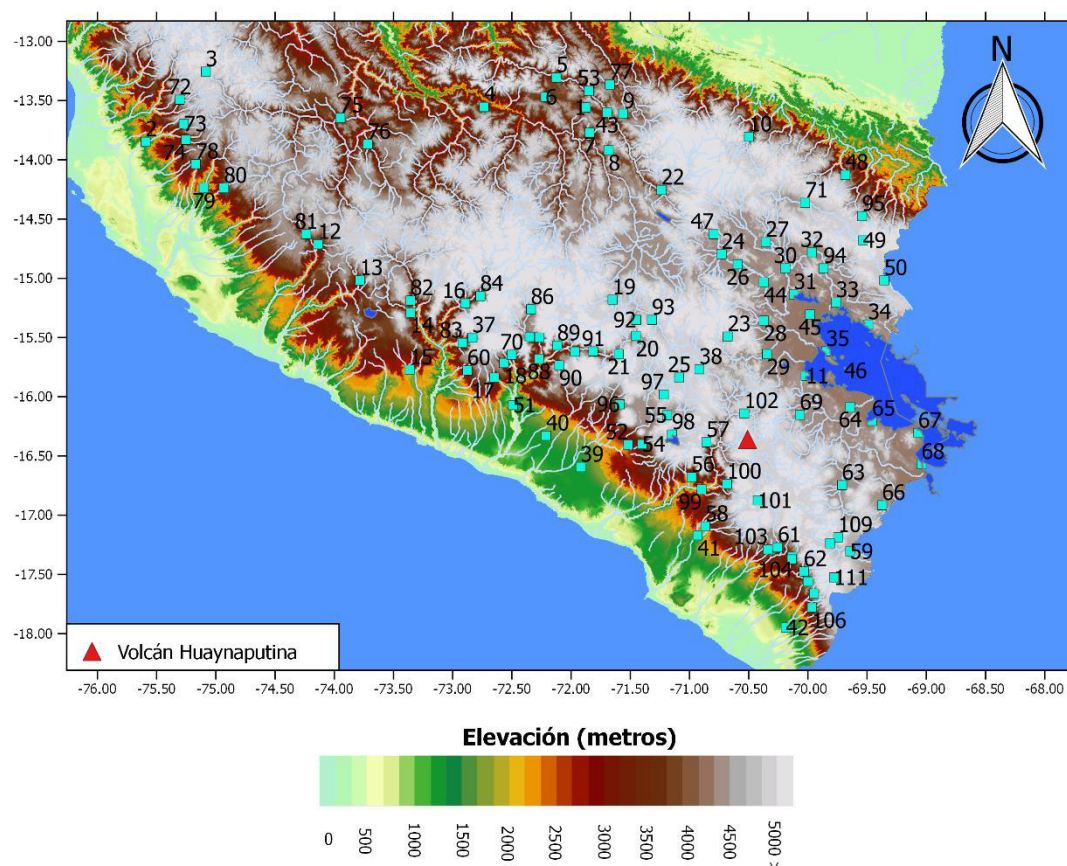
- LeGrande, A. N., & Schmidt, G. A. (2006). Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater. *Geophysical Research Letters*, 33(12), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2006GL026011>
- Lenters, J. D., & Cook, K. H. (1999). Summertime Precipitation Variability over South America: Role of the Large-Scale Circulation. *Monthly Weather Review*, 127(3), 409–431. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127<0409:SPVOSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<0409:SPVOSA>2.0.CO;2)
- Marengo, J. A., Liebmann, B., Grimm, A. M., Misra, V., Silva Dias, P. L., Cavalcanti, I. F. A., ... Alves, L. M. (2012). Recent developments on the South American monsoon system. *International Journal of Climatology*, 32(1), 1–21. <https://doi.org/10.1002/joc.2254>
- Palmer, A. S., Morgan, V. I., Curran, M. A. J., Van Ommen, T. D., & Mayewski, P. A. (2002). Antarctic volcanic flux ratios from Law Dome ice cores. *Annals of Glaciology*, 35, 329–332. <https://doi.org/10.3189/172756402781816771>
- Quispe, N., Cubas, F. H., & Avalos, G. J. (n.d.). Circulación atmosférica de verano e invierno sobre Sudamérica.
- Risi, C., Bony, S., & Vimeux, F. (2008). Influence of convective processes on the isotopic composition ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$ ) of precipitation and water vapor in the tropics: 2. Physical interpretation of the amount effect. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(19), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2008JD009943>
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., & Gonfiantini, R. (2013). Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation, (July 2014), 1–36. <https://doi.org/10.1029/GM078p0001>
- Rozanski, K., & Gonfiantini, R. (n.d.). Isótopos en estudios climatológicos, 9–15.
- Rutllant, J. A., Fuenzalida, H., & Aceituno, P. (n.d.). Climate dynamics along the arid northern coast of Chile: The 1997–1998 Dina mica del Clima de la Región de Antofagasta (DICLIMA) experiment. *J. Geophys. Res.*, 108(4538). <https://doi.org/10.1029/2002JD003357>
- Rutllant, J. A., Rosenbluth, B., & Hormazabal, S. (2004). Intraseasonal variability of

- wind-forced coastal upwelling off central Chile (30°S). *Continental Shelf Research*. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.02.004>
- Silva, V. B. S., & Kousky, V. E. (2012). The South American Monsoon System : Climatology and Variability. *Modern Climatology*, 398. <https://doi.org/10.5772/38565>
- Solíz, C., Villalba, R., Argollo, J., Morales, M. S., Christie, D. A., Moya, J., & Pacajes, J. (2009). Spatio-temporal variations in *Polylepis tarapacana* radial growth across the Bolivian Altiplano during the 20th century. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3–4), 296–308. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.07.025>
- Sulca, J., Vuille, M., Silva, Y., & Takahashi, K. (2015). Teleconnections between the Peruvian Central Andes and Northeast Brazil during Extreme Rainfall Events in Austral Summer. *Journal of Hydrometeorology*, 17(2), 499–515. <https://doi.org/10.1175/jhm-d-15-0034.1>
- Thompson, L. G. (1998). A 25,000-Year Tropical Climate History from Bolivian Ice Cores. *Science*. <https://doi.org/10.1126/science.282.5395.1858>
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Zagorodnov, V. S., Howat, I. M., Mikhalev, V. N., & Lin, P.-N. (2013). Annually resolved ice core records of tropical climate variability over the past ~1800 years. *Science (New York, N.Y.)*, 340(6135), 945–950. <https://doi.org/10.1126/science.1234210>
- Thouret, J. C., Juvigné, E., Gourgaud, A., Boivin, P., & Dávila, J. (2002). Reconstruction of the AD 1600 Huaynaputina eruption based on the correlation of geologic evidence with early Spanish chronicles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00323-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00323-7)
- Trenberth, K. E., & Dai, A. (2007). Effects of Mount Pinatubo volcanic eruption on the hydrological cycle as an analog of geoengineering. *Geophysical Research Letters*, 34(15), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2007GL030524>
- Vera, C. (2006). Towards a unified view of the American Monsoon System. *Journal of Climate*, 19(4977), 5000. Retrieved from c:%5CPublications%5Cvera-america\_monsoon.pdf



- Verosub, K. L., & Lippman, J. (2008). Global impacts of the 1600 eruption of Peru's Huaynaputina volcano. *Eos*. <https://doi.org/10.1029/2008EO150001>
- Villacís, M., Vimeux, F., & Taupin, J. D. (2008). Analysis of the climate controls on the isotopic composition of precipitation ( $\delta^{18}\text{O}$ ) at Nuevo Rocafuerte, 74.5°W, 0.9°S, 250 m, Ecuador. *Comptes Rendus - Geoscience*, 340(1), 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.11.003>
- Vuille, M. (2003). Modeling  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. *Journal of Geophysical Research*, 108(D6), 4174. <https://doi.org/10.1029/2001JD002038>
- Vuille, M., Burns, S. J., Taylor, B. L., Cruz, F. W., Bird, B. W., Abbott, M. B., ... Novello, V. F. (2012). A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Climate of the Past*, 8(4), 1309–1321. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1309-2012>

## IX. ANEXOS



**Figura 25.** 111 estaciones pluviométricas mensuales desde el año 1964 – 2013 brindadas por SENAMHI.

	Estaciones	Longitud	Latitud	Altura
1	GRANJAKCAYRA	-71.87527778	-13.55694444	3219
2	HUAMANI	-75.59305556	-13.84722222	1060
3	TUNELCERO	-75.08472222	-13.25416667	4475
4	CURAHUASI	-72.735	-13.5525	2737
5	URUBAMBA	-72.12527778	-13.30361111	3071
6	ANTAANCACHURO	-72.21583333	-13.46833333	3340
7	PARURO	-71.84472222	-13.7675	3047
8	ACOMAYO	-71.68361111	-13.91694444	3227
9	CCATCCA	-71.56027778	-13.61	3693
10	OLLACHEA	-70.4975	-13.80416667	3420
11	PUNO	-70.01805556	-15.82333333	3840
12	PUQUIO	-74.13555556	-14.71166667	2977
13	CORACORA	-73.78361111	-15.01694444	3172
14	PAUZA	-73.35583333	-15.28805556	2652
15	CARAVELI	-73.36166667	-15.77138889	1779

16	COTAHUASI	-72.89388889	-15.21111111	2675
17	CHUQUIBAMBA	-72.64861111	-15.83805556	2832
18	PAMPACOLCA	-72.5675	-15.71416667	2950
19	LAANGOSTURA	-71.64944444	-15.17972222	4256
20	SIBAYO	-71.45305556	-15.48555556	3827
21	CHIVAY	-71.59694444	-15.63805556	3661
22	SICUANI	-71.23722222	-14.25361111	3574
23	PAMPAHUTA	-70.6775	-15.49138889	4320
24	CHUQUIBAMBILLA	-70.72833333	-14.79638889	3910
25	IMATA	-71.08777778	-15.83666667	4445
26	AYAVIRI	-70.59277778	-14.88111111	3920
27	PROGRESO	-70.35555556	-14.69472222	3905
28	LAMPA	-70.37277778	-15.35583333	3900
29	CABANILLAS	-70.34638889	-15.63916667	3890
30	AZANGARO	-70.19111111	-14.91472222	3863
31	ARAPA	-70.11861111	-15.13555556	3920
32	MUNANI	-69.96583333	-14.77944444	4119
33	HUANCANE	-69.7625	-15.20333333	3860
34	HUARAYAMOHO	-69.49138889	-15.38972222	3890
35	CAPACHICA	-69.84416667	-15.61583333	3819
36	CABANACONDE	-71.96861111	-15.61861111	3379
37	SALAMANCA	-72.83361111	-15.50027778	3303
38	CRUCEROALTO	-70.91694444	-15.76694444	4470
39	LAJOYA	-71.91916667	-16.5925	1292
40	PAMPADEMAJES	-72.21083333	-16.32777778	1434
41	MOQUEGUA	-70.93166667	-17.16916667	1450
42	CALANA	-70.18611111	-17.94888889	871
43	CAYCAY	-71.69555556	-13.59777778	3150
44	PUCARA	-70.37277778	-15.03361111	3885
45	TARACO	-69.9825	-15.305	3820
46	ISLATAQUILE	-69.69472222	-15.77944444	3815
47	SANTAROSA	-70.79638889	-14.62694444	3940
48	LIMBANI	-69.68416667	-14.12694444	3183
49	ANANEA	-69.53444444	-14.67861111	4660
50	COJATA	-69.35555556	-15.01666667	4344
51	APLAO	-72.49055556	-16.06944444	645
52	LAPAMPILLA	-71.51694444	-16.40333333	2400
53	PISAC	-71.84972222	-13.41611111	3147
54	CHIGUATA	-71.40027778	-16.40027778	2943
55	ELFRAYLE	-71.18916667	-16.15472222	4119
56	OMATE	-70.9825	-16.6775	2080
57	UBINAS	-70.85666667	-16.3825	3491
58	YACANGO	-70.86611111	-17.09388889	2091
59	CHUAPALCA	-69.64361111	-17.305	4177
60	YANAQUIHUA	-72.87583333	-15.77666667	3007

61	CANDARAVE	-70.25388889	-17.27111111	3435
62	TARATA	-70.03388889	-17.47416667	3050
63	MAZOCRUZ	-69.71166667	-16.74555556	3970
64	ILAVE	-69.64361111	-16.08472222	3850
65	JULI	-69.45722222	-16.20333333	3825
66	PIZACOMA	-69.37277778	-16.915	3940
67	TAHUACO-YUNGUYO	-69.0675	-16.305	3860
68	DESAGUADERO	-69.04027778	-16.56888889	3860
69	LARAQUERI	-70.06777778	-16.1525	3970
70	MACHAHUAY	-72.50222222	-15.64527778	3150
71	CRUCERO	-70.02388889	-14.3625	4130
72	CUSICANCHA	-75.305	-13.49138889	2657
73	TAMBO	-75.27111111	-13.69472222	3113
74	SANTIAGODECHOCORVOS	-75.25416667	-13.83	2794
75	VILCASHUAMAN	-73.94888889	-13.64361111	3394
76	CHILCAYOC	-73.71694444	-13.86694444	3441
77	COLQUEPATA	-71.67333333	-13.36333333	3699
78	CORDOVA	-75.16944444	-14.03388889	3069
79	PAMPABLANCA	-75.10166667	-14.23722222	1025
80	LLAUTA	-74.93194444	-14.23722222	3043
81	LUCANAS	-74.23722222	-14.62694444	3297
82	LAMPA	-73.35583333	-15.18638889	3192
83	CHICHAS	-72.91666667	-15.54472222	2120
84	PULLHUAY	-72.76694444	-15.15027778	3113
85	ANDAHUA	-72.34916667	-15.49361111	3528
86	ORCOPAMPA	-72.33888889	-15.26083333	3801
87	CHACHAS	-72.26722222	-15.49888889	3130
88	AYO	-72.27027778	-15.67916667	1956
89	CHOCO	-72.11694444	-15.56694444	3192
90	HUAMBO	-72.10027778	-15.73361111	3500
91	MADRIGAL	-71.81166667	-15.61666667	3262
92	TISCO	-71.45027778	-15.35027778	4175
93	PORPERA	-71.31694444	-15.35027778	4152
94	PUTINA	-69.86805556	-14.915	3878
95	CUYOCUYO	-69.54222222	-14.47444444	3494
96	PAMPADEARRIEROS	-71.58916667	-16.06333333	3715
97	PILLONES	-71.21694444	-15.98111111	4431
98	LASSALINAS	-71.14833333	-16.31805556	4322
99	QUINISTAQUILLAS	-70.89777778	-16.77944444	1590
100	CALACOA	-70.68305556	-16.735	3260
101	PAMPAUMALZO	-70.42361111	-16.875	4609
102	ICHUNA	-70.53722222	-16.14083333	3792
103	CAIRANI	-70.33888889	-17.28805556	3920
104	SUSAPAYA	-70.13277778	-17.35083333	3420
105	SITAJARA	-70.13555556	-17.3725	3132

106	PALCA	-69.96583333	-17.77916667	2953
107	TALABAYA	-69.99972222	-17.55916667	3420
108	TOQUELA	-69.94888889	-17.66083333	3566
109	CAPAZO	-69.74555556	-17.18638889	4419
110	CHALLAPALCA	-69.81305556	-17.23722222	4280
111	PAUCARANI	-69.77944444	-17.525	4556

Anexo 1: Estaciones pluviométricas mensuales ubicadas en el sur de Perú.